

# Simulation der letzten Eiszeit mit ECHAM5: Sensitivität gegenüber Randbedingungen und Modellauflösung

Diplomarbeit von Stefanie Renner

Kiel, März 2005



Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der  
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel  
Leibniz - Institut für Meereswissenschaften  
Forschungsbereich 1  
- Ozeanzirkulation und Klimadynamik -



# Zusammenfassung

Simulationen des letzten glazialen Maximums wurden mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM5 unter Anwendung verschiedener Randbedingungen durchgeführt. Die Randbedingungen wie veränderte atmosphärische Treibhausgaskonzentrationen und Orbitalparameter sowie die erhöhte Topographie und Albedo der großen Landeisschilde wurden einzeln und in Kombination an eiszeitliches Niveau angepasst und die Antwort des Modells in drei verschiedenen horizontalen Modellauflösungen diskutiert.

Den größten Einfluss zeigen die Eisschilde. Im Winter ist die Topographie der Hauptfaktor für die Absenkung der globalen Oberflächentemperatur, im Sommer wird die Antwort des Modells von der Albedo dominiert. Topographie und Albedo erzeugen vor allem im Sommer gegenläufige Anomalien. Der meridionale Temperaturgradient ist zur Zeit des letzten glazialen Maximums deutlich stärker als in der Kontrollsimulation. Die Temperaturanomalien sind aber insgesamt niedriger als in früheren Arbeiten, da die Antwort des Modells aufgrund der Beibehaltung der heutigen Meeresoberflächentemperatur in allen Experimenten gedämpft wird. Die Anomalien durch eiszeitliche Treibhausgase und Orbitalparameter sind gegenüber denen der anderen Randbedingungen vernachlässigbar. Passt man alle vier Randbedingungen zugleich an Eiszeitniveau an, so spiegelt sich im Winter die Antwort des Modells auf die Topographie wider, im Sommer hauptsächlich auf die erhöhte Albedo. In erster Näherung ist der Gesamteffekt aller Randbedingungen eine lineare Kombination der Einzeleffekte.

Auch die atmosphärische Zirkulation reagiert vor allem auf die Präsenz der Eisschilde. Es entsteht eine glaziale Antizyklone sowie ein verstärktes Wellenmuster im Geopotentialfeld der 500 hPa-Druckfläche über dem nordamerikanischen Kontinent. Im Zusammenhang damit ist auch der atlantische Strahlstrom sehr viel stärker als im Kontrolllauf.

Die Wahl der horizontalen Modellauflösung hat vor allem einen Einfluss auf die Antwort des Modells im Topographie-Experiment. Bei den transienten Wellen im nordhemisphärischen Winter ist die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung aber am größten. Die Strukturen in T21 sind deutlich von denen in T31 und T42 verschieden. In der feineren Auflösung T42 ist das atlantische Zyklonenzuggebiet nach Osten erweitert, wodurch zum Beispiel über Westeuropa verstärkte Niederschläge auftreten. Die Zunahme der Bedeutung der stationären im Vergleich mit den transienten Wellen ist analog zu den Ergebnissen früherer Arbeiten.

Eine Abschwächung des indischen Sommermonsuns konnte dagegen nicht gefunden werden. Diesbezüglich deuten weder die Temperatur- noch die Wind- oder Niederschlagsanomalien auf eine deutliche Antwort des Modells hin.



# Abstract

Simulations of the last glacial maximum (LGM) were carried out using the atmospheric general circulation model ECHAM5. Glacial boundary conditions are prescribed, such as lower atmospheric greenhouse gas concentrations and changes in orbital parameters as well as the increased topography and albedo of the ice sheets over North America and Europe. The boundary conditions are set to glacial values first separately and then in combination. The atmospheric response is analysed for model simulations at three different horizontal resolutions.

The greatest influence originates from the ice sheets. In the Northern Hemisphere winter season, the glacial topography is the main cause for the decrease in the global mean air temperature. In summer, the largest part of the cooling is due to the higher albedo. In particular in the boreal summer season, topography and albedo are producing opposite anomalies. The meridional temperature gradient in the LGM is much stronger than in the control simulation. Temperature anomalies are nevertheless generally lower than in former studies because present sea surface temperatures have been prescribed.

The anomalies due to LGM greenhouse gas concentrations and orbital parameters are negligible. If all four boundary conditions are set to ice age values, the winter response largely reflects the response to the ice sheet topography, whereas in summer the glacial albedo is most important. The total response is approximately a linear combination of the responses to the individual forcings.

The atmospheric circulation also changes in response to the different boundary conditions, in particular to the presence of the continental ice sheets. Over the North American (Laurentide) ice sheet a glacial anticyclone develops, as well as a stronger wave pattern in the 500 hPa geopotential height field. The North Atlantic jet stream is strengthened due to a higher gradient in the isohypse field over the North Atlantic. The model's horizontal resolution has a strong effect on the topography response. Especially above the ice sheets, the temperature response is stronger at higher horizontal resolution. The boreal winter transient eddies are most sensitive to the model resolution. The T21 response pattern is significantly different from those simulated in higher resolution experiments. At T42, the Atlantic storm track is further extended further eastward, causing positive precipitation anomalies over western Europe. The higher importance of the stationary waves compared to the transient eddies during the LGM found in earlier model simulations has also been simulated.

Temperature, wind and precipitation do not exhibit a significant response in the Indian Summer Monsoon region and thus do not suggest a weakening of the Indian Summer Monsoon.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>i</b>
<b>Abstract</b>	<b>iii</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Modell und Experimente</b>	<b>7</b>
2.1 Das Atmosphärische Zirkulationsmodell ECHAM5 . . . . .	7
2.2 Experimente und ihre Randbedingungen . . . . .	8
2.3 Methoden zur Datenbearbeitung und -analyse . . . . .	16
2.4 Analyse der Kontroll-Experimente . . . . .	17
<b>3 Temperaturanomalien durch eiszeitliche Randbedingungen</b>	<b>21</b>
3.1 Vergleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente . . . . .	21
3.2 Veränderungen im Jahresgang . . . . .	28
3.3 Veränderungen in der Vertikalstruktur . . . . .	33
3.4 Sensitivität gegenüber der horizontalen Modellauflösung . . . . .	38
3.5 Die Bedeutung der Wolken im letzten glazialen Maximum . . . . .	42
<b>4 Die Antwort der zeitlich gemittelten atmosphärischen Zirkulation</b>	<b>47</b>
4.1 Veränderungen im Oberflächendruckfeld . . . . .	47
4.2 Stationäre Wellen und die Zirkulation der freien Troposphäre . . . . .	53
4.3 Sensitivität gegenüber der horizontalen Modellauflösung . . . . .	62
4.4 Änderungen im Wärme- und Impulstransport der stationären Wellen	65

<b>5</b>	<b>Transiente Wellen und ihre Antwort auf eiszeitliche Randbedingungen</b>	<b>71</b>
5.1	Varianz der geopotentiellen Höhe des 500 hPa-Niveaus und kinetische Energie der Störungen . . . . .	71
5.2	Änderungen im Wärme- und Impulstransport der bandpassgefilterten transienten Wellen . . . . .	77
5.3	Niederschlagsanomalien . . . . .	81
<b>6</b>	<b>Diskussion und Zusammenfassung</b>	<b>85</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>92</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>96</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>98</b>



# Kapitel 1

## Einleitung

Eiszeiten üben eine besondere Faszination auf den Menschen aus. Die Vorstellung, dass das Klima in der Vergangenheit so verschieden von dem heute und in großen Teilen der Erde so menschenfeindlich war, wirft die Frage auf, welchen Veränderungen das Klima in der Zukunft unterworfen sein wird. Im Zusammenhang mit der aktuellen Diskussion über einen drohenden globalen Klimawandel erhält das Thema zusätzliche Brisanz. Ein Blick in die Vergangenheit kann helfen, die physikalischen Mechanismen des Klimasystems und seiner Variabilität besser zu verstehen.

Welche Faktoren waren es, die das Klima der Eiszeiten bestimmten, und inwieweit sind unsere heutigen Klimamodelle in der Lage, das Klima der Vergangenheit und damit vielleicht auch künftige Klimaschwankungen zu simulieren?

Die grundsätzliche Erkenntnis, dass das Erdklima Veränderungen unterliegt, ist nicht neu. Gletscherablagerungen wie Endmoränen und Findlinge sind vielerorts Beweis für die vorgeschichtliche Präsenz ausgedehnter Eisschilde in heute eisfreien Gebieten. Meeresspiegeländerungen, die mit der Bildung und dem Abtauen der Eisschilde einhergehen, hinterlassen ebenfalls ihre Spuren an der Küste.

Während derartige geomorphologische Strukturen nur die Existenz von Klimavariabilität an sich belegen, liefern neuere Methoden auch Erkenntnisse bezüglich der Frage, in welchem Umfang sich diese Variabilität bewegte und mit welchen klimatischen Veränderungen, zum Beispiel der Lufttemperatur, sie verbunden war.

Eine faszinierende Möglichkeit zur Rekonstruktion des Klimas bis ins jüngere Pleistozän stellt die Untersuchung von Eisbohrkernen aus Grönland oder der Antarktis (Petit et al., 1999) dar. In diesen Gebieten taut der gefallene Schnee im Sommer nicht ab, sondern wird durch den Schnee der folgenden Jahre überlagert und so im Laufe der Zeit zu Eis komprimiert. In Bohrkernproben können die einzelnen Schichten dieser Eisschilde dann untersucht und mittels Datierung des Materials bestimmten Abschnitten in der Klimageschichte der Erde zugeordnet werden.

Dabei gibt die Schichtdicke zum Beispiel direkten Aufschluss über die Akkumulationsrate und damit näherungsweise über die Niederschlagsmenge pro Zeitabschnitt. Über im Eis eingeschlossene Gasbläschen lässt sich die Zusammensetzung der Luft bestimmen, was wiederum eine grobe Abschätzung des Treibhauseffektes erlaubt.

Besonders bedeutende Erkenntnisse liefert die sogenannte  $\delta^{18}\text{O}$ -Methode (Schönwiese, 1995). Sie basiert darauf, dass das Verhältnis der beiden Sauerstoffisotope  $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  temperaturabhängig ist. Durch massenspektrometrische Analysen kann das Isotopenverhältnis des Sauerstoffes, der in den Wassermolekülen des Eises enthalten ist, ermittelt und so auf die Temperaturen zur Zeit der Schneeakkumulation rückgeschlossen werden. So erhalten Forscher Einblicke in den zeitlichen Verlauf der Lufttemperaturen über die vergangenen 100 000 bis 500 000 Jahre.

Ein Beispiel einer solchen Eiskernbohrung ist in Abbildung 1.1 dargestellt.

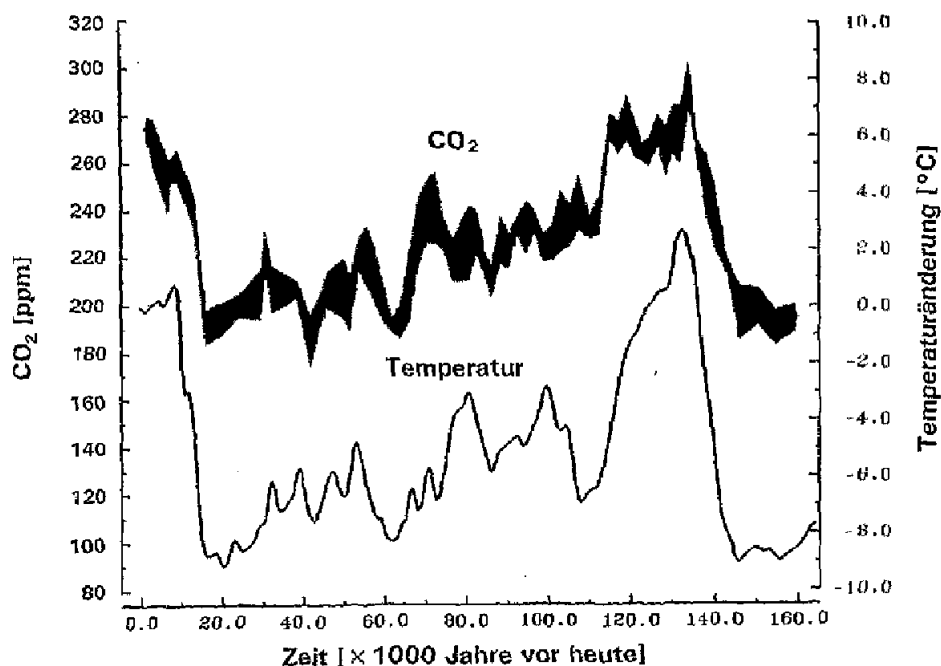


Abbildung 1.1: Temperaturen und  $\text{CO}_2$ -Gehalt mit Fehlerintervallen entnommen aus einer Eiskernprobe der Vostok-Station in der Antarktis nach Lorius et al. (1990), hier in der Darstellung nach Lozán et al. (1998)

Ebenso wie polare Eisbohrkerne liefern auch Tiefseesedimente Informationen über die Temperaturen zur Zeit ihrer Entstehung. Ergebnisse anderer Methoden wie Pollenanalysen oder für die jüngere Klimageschichte auch dendroklimatische Untersuchungen ergänzen das Bild, das wir heute vom zeitlichen Ablauf des Erdklimas haben. Eine genaue Beschreibung der verschiedenen paläoklimatischen Interpretationsmethoden sowie der damit einhergehenden Probleme liefert Bradley (1999).

Insbesondere zum Klima des quartären Eiszeitalters existieren mittlerweile wichtige Erkenntnisse. Während dieser sich über mehr als eine Million Jahre erstreckenden Periode kam es zu zahlreichen Vorstößen und Rückgängen in der kontinentalen Eisbedeckung, den Glazialen und Interglazialen. Innerhalb der einzelnen Glaziale und Interglaziale werden wiederum kürzere Warm- und Kaltphasen, sogenannte Stadiale und Interstadiale, unterschieden. Die momentane Warmphase, das Holozän, begann vor etwa 11 000 Jahren. Davor erlebte die Erde mit der je nach Standort in Deutschland Würm oder Weichsel bezeichneten letzten Eiszeit eine extrem kalte Periode. Sie begann etwa 115 000 Jahre vor heute und dauerte bis etwa 11 000 Jahre vor heute. Benannt ist sie nach den Flüssen Weichsel und Würm, die den Rand der damaligen Vereisung markierten (Wikipedia, 2005).

Die hohe Klimavariabilität des Pleistozäns regte Forscher an, nach den Ursachen der Vereisungszyklen zu suchen. Eine mögliche Antwort darauf ist die Milankovitch-Theorie (Berger, 1988). Danach sind Veränderungen der Orbitalparameter und die damit einhergehende Modifizierung der solaren Einstrahlung für die zahlreichen Klimaumschwünge verantwortlich. Bei der genauen Ausprägung der einzelnen Klimate spielen außerdem vielfältige Wechselwirkungen im Klimasystem eine Rolle. Um diese Wechselwirkungen und ihr Zusammenspiel bei der Erzeugung und Aufrechterhaltung von ganz unterschiedlichen Klimaten verstehen zu können, dienen Klimamodelle als wichtige Werkzeuge. Sie basieren auf den physikalischen Grundgleichungen und erlauben die Untersuchung vergangener Klimate in globalem Maßstab. Erst die erfolgreiche Simulation vergangener Klimazustände erlaubt eine glaubwürdige Modellierung des Klimas der Zukunft.

Um Momentaufnahmen des Klimasystem zu einem bestimmten Zeitpunkt der Vergangenheit zu erhalten, werden dem Modell verschiedene Randbedingungen vorgegeben, die durch paläoklimatische Methoden bestimmt wurden. Es steht dabei einerseits die Frage im Mittelpunkt, ob die heutigen Klimamodelle grundsätzlich in der Lage sind, derart unterschiedliche Klimate zu simulieren. Andererseits kann die Rolle einzelner Faktoren bei der Entstehung und Aufrechterhaltung dieser Klimate untersucht werden. Interessant ist in diesem Zusammenhang das letzte glaziale Maximum. Das Klima dieser Epoche war vom heutigen Klima nicht nur extrem verschieden, sondern es ist auch verhältnismäßig gut rekonstruiert.

Das letzte glaziale Maximum vor etwa 21 000 Jahren war gekennzeichnet durch die maximale Ausdehnung der kontinentalen Eisschilde. Sie bedeckten zu dieser Zeit große Teile der nordhemisphärischen Kontinente und hatten stellenweise eine ver-

tionale Ausdehnung von mehreren tausend Metern. Damit einhergehend war einerseits die global gemittelte Oberflächenalbedo deutlich höher als heute, andererseits der Meeresspiegel um mehrere Dekameter niedriger. Die Erhöhung der Topographie hatte außerdem weitreichende Folgen für die atmosphärische Zirkulation. Verschiedene Autoren haben das Klima des letzten glazialen Maximums mit Eisschilden verschiedener Ausdehnung und Dicke simuliert (Manabe und Broccoli, 1985b; Shinn und Barron, 1989; Felzer et al., 1999), um die relative Rolle ihrer dynamischen und thermischen Effekte zu analysieren. Felzer et al. (1999) fanden eine Proportionalität zwischen der global gemittelten Temperaturabnahme und der Ausdehnung der Eisschilde, während ihre Höhe vor allem die regionale Verteilung der Temperaturanomalien bestimmte. Die topographischen Effekte sind für die Abkühlung im Winter verantwortlich, während die hohe Albedo vor allem im Sommer kühlt (Rind, 1987; Shinn und Barron, 1989). Auf die Südhemisphäre haben die Eisschilde nur geringe Auswirkungen (Manabe und Broccoli, 1985b; Broccoli und Manabe, 1987). Die leichte Abkühlung der Südhemisphäre kommt insbesondere unter Einbeziehung der reduzierten atmosphärischen Treibhausgase zustande (Broccoli und Manabe, 1987; Felzer et al., 1998). Diese führen vor allem über die Bildung von Meereis und die damit einhergehende Erhöhung der Oberflächenalbedo zu Abkühlung (Manabe und Broccoli, 1985b; Justino, 2004).

In neuerer Zeit werden auch zunehmend Ansätze unternommen, mit gekoppelten Modellen nicht nur die Zirkulation der Atmosphäre, sondern auch die des Ozeans zu simulieren (Bush und Philander, 1999; Hewitt et al., 2001; Kitoh und Murakami, 2001; Shin et al., 2003; Justino, 2004). Dadurch kann eine immer bessere Übereinstimmung mit paläoklimatischen Messdaten erreicht werden. Auf der anderen Seite wird die Antwort der Modelle auf die unterschiedlichen Randbedingungen aber zunehmend komplizierter, weil immer vielfältigere Wechselwirkungen nicht mehr nur innerhalb einer einzelnen, sondern jetzt auch zwischen verschiedenen Klimakomponenten zusammenwirken. Es ist aus diesem Grund immer wieder nützlich, einen Schritt zurückzugehen und Simulationen mit einfacheren Modellen durchzuführen, um zu einem besseren Verständnis der physikalischen Prozesse beizutragen.

In diesem Zusammenhang ist auch die vorliegende Arbeit zu sehen. Es werden Simulationen des letzten glazialen Maximums mit dem rein atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM 5 (Roeckner et al., 2003 und 2004) untersucht. Dabei werden dem Modell verschiedene Randbedingungen vorgeschrieben, die einzeln und in Kombination an eiszeitliche Bedingungen angepasst werden. Es wird jeweils der mittlere Zustand betrachtet, auf den sich das Modell als Antwort auf die unterschiedlichen Randbedingungen einstellt. Die Ergebnisse werden analysiert und mit denen früherer Arbeiten verglichen.

Dabei darf man aber nicht außer Acht lassen, dass bei den verschiedenen Studien nicht nur unterschiedliche Randbedingungen vorgeschrieben werden. Es kommen auch unterschiedliche Modelle zur Anwendung. Sie unterscheiden sich zum einen in ihren Parametrisierungen der physikalischen Zusammenhänge im Klimasystem, zum

anderen in der numerischen Vorgehensweise. Ein weiterer wichtiger Aspekt ist die Wahl der Modellauflösung.

Um die Rechenzeit auf ein durchführbares Maß zu reduzieren, werden Paläosimulationen, die auf die zeitliche Änderung meteorologischer Größen abzielen und damit über sehr lange Zeiträume laufen müssen, üblicherweise mit niedrigen Modellauflösungen gerechnet. Dagegen kommen zumindest ungekoppelte Studien, die nur auf den mittleren Zustand der Atmosphäre abzielen, mit kürzeren Rechenzeiten aus und können somit zu einer Einschätzung der Rolle der Modellauflösung bei der Paläomodellierung herangezogen werden. Derartige Untersuchungen wurden durchgeführt mit dem GISS-Modell (Goddard Institute for Space Studies; Rind, 1988) sowie mit dem UGAMP-Modell (U.K. Universities Global Atmospheric Modeling Programme; Dong und Valdes, 1999).

Auch in der vorliegenden Studie soll die horizontale Modellauflösung variiert werden, um ihren Einfluss auf die Ergebnisse bewerten zu können und den Vergleich mit früheren Arbeiten zu ermöglichen. Es soll zudem versucht werden, eine Antwort auf die Frage zu geben, ob die Sensitivität des Modells gegenüber den verschiedenen Randbedingungen von der horizontalen Modellauflösung abhängt. Die gewählten Randbedingungen sind außerdem denen von Justino (2004) sehr ähnlich, wodurch ein Vergleich mit einer gekoppelten Modellstudie möglich wird.

In Kapitel 2 werden zunächst das Modell sowie die durchgeführten Experimente und ihre jeweils zugrundegelegten Randbedingungen genauer beleuchtet. Dabei wird auch auf die Methoden der Datenbearbeitung und -analyse eingegangen und das Kontroll-Experiment untersucht.

Die Ergebnisse sind Inhalt der darauffolgenden Kapitel. Während in Kapitel 3 auf die mittleren Felder der Temperatur sowie ihre Antwort auf die eiszeitlichen Bedingungen eingegangen wird, beschreibt Kapitel 4 die atmosphärische Zirkulation in verschiedenen Schichten. Dabei wird auch auf stationäre Wellen und ihre Veränderungen bei Einführung der verschiedenen eiszeitlichen Randbedingungen eingegangen. Transiente Wellen sind das Thema von Kapitel 5. Es folgt eine Diskussion der gewonnenen Erkenntnisse in Kapitel 6.



# Kapitel 2

## Modell und Experimente

### 2.1 Das Atmosphärische Zirkulationsmodell ECHAM5

Das atmosphärische Zirkulationsmodell ECHAM 5 ist die fünfte und aktuelle Version der Modellserie ECHAM, einer Weiterentwicklung des spektralen Wettervorhersagemodells des ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecast), das speziell für die Anwendung im klimatologischen Bereich angepasst wurde. Im Lauf seiner Entwicklung am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg wurden zahlreiche Veränderungen am Modell vorgenommen, wodurch eine immer bessere Übereinstimmung mit Beobachtungsdaten erreicht werden konnte.

Eine genaue Beschreibung der aktuellen Version ECHAM 5, seiner Modellphysik sowie der numerischen und physikalischen Veränderungen in Bezug auf das Vorgängermodell ECHAM 4 geben Roeckner et al. (2003). Die Grundzüge des Modells sollen im Folgenden kurz beschrieben werden.

Das Modell beruht auf den primitiven Gleichungen. Die zugrundeliegenden prognostischen Variablen sind Vorticity, Divergenz, der natürliche Logarithmus des Oberflächendruckes, Temperatur und spezifische Feuchte sowie das Mischungsverhältnis von Wolkenwasser zu Wolkeneis.

In der Standardversion, welche auch bei der vorliegenden Arbeit verwendet wird, wird mit 19 vertikalen Schichten gerechnet, wobei die Obergrenze bei 10 hPa liegt. Die feinste vertikale Auflösung erfährt die atmosphärische Grenzschicht, mit zunehmender Höhe nimmt die Schichtdicke im Modell zu.

Das Modell rechnet in der Horizontalen mit Serien von Kugelflächenfunktionen, die je nach Modellauflösung bei einer bestimmten Wellenzahl abgebrochen werden. Man bezeichnet demnach die verschiedenen horizontalen Auflösungen mit einem T für „triangular“ (Art der Abschneidung), gefolgt von der Wellenzahl, bei der die Serie

abgebrochen wird. Je größer die Zahl ist, desto mehr Glieder enthält die Serie und desto höher ist die horizontale Modellauflösung. In der vorliegenden Arbeit kommen die Versionen T21 und T31 sowie die ECHAM-Standardversion T42 zur Anwendung. Das entspricht Gitterweiten zwischen  $5.6^\circ \times 5.6^\circ$  (T21) und  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$  (T42) beziehungsweise Gitterabständen von ca. 600km (T21) bis ca. 300km (T42).

Modellergebnisse von ECHAM 5 im Vergleich mit Reanalysedaten sowie die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung diskutieren Roeckner et al. (2003 und 2004). Obwohl dabei der Schwerpunkt auf der Sensitivität gegenüber der vertikalen Modellauflösung liegt, gibt die Studie auch einen guten Überblick über die Qualität der Modellergebnisse bei verschiedenen horizontalen Auflösungen. Dabei kann für die in dieser Arbeit verwendeten Auflösungen grundsätzlich eine Verbesserung der Ergebnisse hin zur höheren Auflösung vermerkt werden. Konsistent mit Ergebnissen aus einer früheren Studie (Stendel und Roeckner, 1998) trifft dies insbesondere für den Übergang von T21 auf T31 zu, in geringerem Maße aber auch von T31 auf T42. Um eine weitere Verbesserung der Ergebnisse über T42 hinaus zu erreichen, müsste zunächst die vertikale Modellauflösung erhöht werden (Roeckner et al., 2004). Da in dieser Arbeit nur Auflösungen bis T42 verwendet werden, wird auf eine Verfeinerung in der Vertikalen verzichtet.

Die Abhängigkeit von der Modellauflösung ist ein Hauptthema dieser Arbeit und wird im Zusammenhang mit der Analyse des Kontroll-Experimentes (Kap. 2.4) erneut behandelt.

Zu systematischen Fehlern von ECHAM, hier speziell der Vorgängerversion ECHAM4, die unabhängig von der Modellauflösung auftreten, sei auf Roeckner et al. (1996) verwiesen. Demnach weist die Klimatologie von ECHAM 4 zum Beispiel zu niedrige Temperaturen in der polaren oberen Troposphäre auf sowie große Fehler in der Simulation der zonalen Windgeschwindigkeit in 200 hPa. Ein weiteres Problem ergibt sich aus der Überschätzung der Walker-Zirkulation. Inwiefern diese systematischen Fehler auch bei der neuen Modellversion ECHAM 5 auftreten, ist noch nicht ausführlich dokumentiert.

## 2.2 Experimente und ihre Randbedingungen

Das Klima des letzten glazialen Maximums soll mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM5 rekonstruiert werden - unter Anwendung verschiedener Randbedingungen und horizontaler Modellauflösungen. Dabei werden als Randbedingungen neben veränderten Orbitalparametern und Treibhausgaskonzentrationen insbesondere die Topographie und Albedo der großen Eisschilde berücksichtigt. Als Referenz dient ein Kontroll-Experiment, das zur Eliminierung anthropogener Effekte mit vorindustriellen Treibhausgaskonzentrationen angetrieben wird.



Die konkreten Werte zu den einzelnen Randbedingungen werden in Übereinstimmung mit den Richtlinien des europäischen Gemeinschaftsprojekts MOTIF (*Models and Observations to Test Climate Feedbacks*) vorgeschrieben (MOTIF, 2005). Im Rahmen dieses Projektes werden Paläosimulationen für 6000 und 21000 Jahre vor heute mit Modellen unterschiedlicher Komplexität durchgeführt.

Die Daten der vorliegenden Arbeit wurden durch reine Atmosphärenläufe gewonnen. Der Ozean geht in Form fester SST-Felder aus der ECHAM-Klimatologie in die Berechnung ein. Beim gekoppelten Modell ist der Rechenaufwand erheblich größer, was sowohl finanzielle als auch zeitliche Konsequenzen hat. Es wird ein Ergebnis der Arbeit sein, wie gut die Ergebnisse im Vergleich zu solchen aus gekoppelten Modellläufen sind.

Für die Sensitivitätsexperimente werden die verschiedenen Randbedingungen zunächst einzeln und dann alle vier in Kombination an Eiszeitniveau angepasst. Die Antwort des Modells wird untersucht, indem die Differenz aus dem jeweiligen Sensitivitäts- und dem Kontroll-Experiment betrachtet wird. Durch die Wahl von drei verschiedenen horizontalen Modellauflösungen, T21, T31 und T42, entsteht ein Satz aus 18 verschiedenen Experimenten (Tab. 2.1). Im Folgenden sollen die einzelnen Randbedingungen vorgestellt werden.

Horizontale Auflösung	Übersicht über die durchgeführten Experimente					
T21	ctrl_T21	ghg_T21	orbi_T21	topo_T21	alb_T21	LGM_T21
T31	ctrl_T31	ghg_T31	orbi_T31	topo_T31	alb_T31	LGM_T31
T42	ctrl_T42	ghg_T42	orbi_T42	topo_T42	alb_T42	LGM_T42

Tabelle 2.1: Übersicht über die durchgeführten Experimente. Hierbei bedeutet *ctrl*: Kontroll-Experiment

*ghg*: Experiment mit eiszeitlichen Treibhausgasen

*orbi*: Experiment mit eiszeitlichen Orbitalparametern

*topo*: Experiment mit eiszeitlicher Topographie

*alb*: Experiment mit eiszeitlicher Albedo

*LGM*: Gesamt-Experiment (alle vier Randbedingungen auf Eiszeitniveau).

### Orbitalparameter

Die Menge an Sonneneinstrahlung, die am Oberrand der Atmosphäre ankommt, hängt von einer Reihe astronomischer Größen ab, den Erdbahn- oder Orbitalparametern (Abb. 2.1). Diese sind nicht konstant, sondern unterliegen gewissen periodischen Schwankungen (Berger, 1988), wodurch auch die Menge und Verteilung der eintreffenden Strahlung räumliche und zeitliche Unterschiede aufweist.

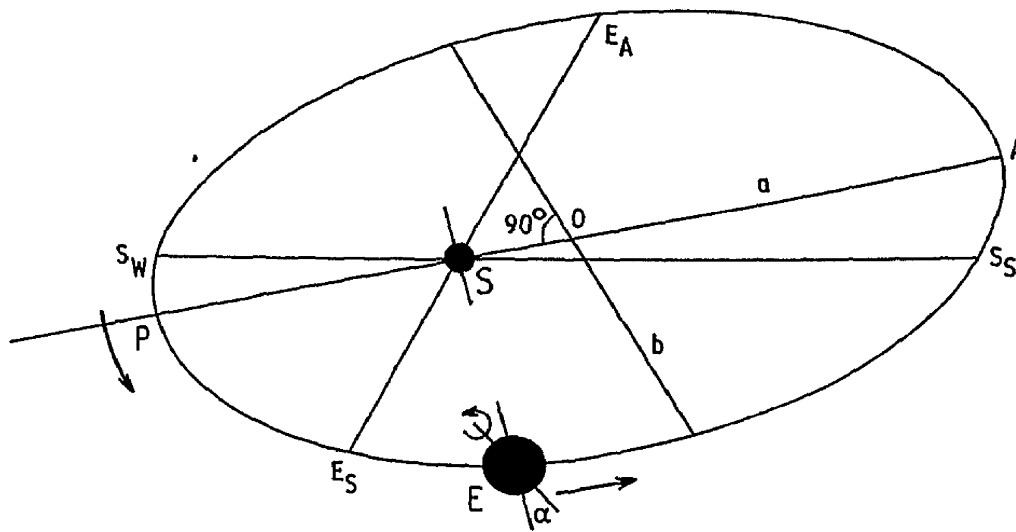


Abbildung 2.1: Darstellung der Orbitalparameter nach Lamb (1985); E=Erde, S=Sonne. Beschreibung anderer wichtiger Abkürzungen siehe Text.

Orbitalparameter			
	Exzentrizität	Achsenneigung	Lage des Perihels
ctrl	0.016715	23.441°	102.7°
orbi	0.018994	22.949°	114.42°

Tabelle 2.2: Orbitalparameter im Kontroll-Experiment (ctrl) und Experiment mit eiszeitlichen Orbitalparametern (orbi).

Es werden in der vorliegenden Arbeit die Werte von drei Erdbahnparametern angepasst: die Exzentrizität der Erdbahn, die Achsenneigung der Erde und die Lage des Perihels. Die konkreten Werte (Tab. 2.2) wurden mit dem Algorithmus von Berger (1978) bestimmt.

Die Exzentrizität der Erdbahn beschreibt die Form der Bahn, auf der sich die Erde um die Sonne bewegt. Sie schwankt mit einer Periode von etwa 100000 Jahren (Berger, 1988), wodurch sich sowohl der Abstand der Erde von der Sonne als auch ihre Umlaufgeschwindigkeit an jedem Bahnpunkt verändert. Im heutigen Klima ist dadurch der Winter auf der Südhemisphäre um einige Tage kürzer, dafür aber etwas kälter als der der Nordhemisphäre. Während des letzten glazialen Maximums

war die Exzentrizität der Erdbahn geringfügig stärker ausgeprägt, wodurch auch die Asymmetrie zwischen Nord- und Südsommer bzw. Nord- und Südwinter entsprechend verstärkt gewesen sein muss.

Einen weiteren Orbitalparameter bildet die Achsenneigung der Erde ( $\alpha$  in Abb. 2.1). Sie bestimmt die Entstehung und Ausprägung der Jahreszeiten und unterliegt Schwankungen auf Zeitskalen von ca. 41000 Jahren.

Schließlich verändert sich die Lage des Perihel (P in Abb. 2.1), d. h. des sonnen nächsten Punktes auf der Erdbahn. Sie wird in Grad angegeben, relativ zur Lage des Frühlings-Äquinoktiums ( $E_s$  in Abb. 2.1). Die Periode dieser Schwankung ist ca. 23000 Jahre. Da seit dem letzten glazialen Maximum vor etwa 21000 Jahren also nahezu eine volle Periode vergangen ist, ist die Lage des glazialen Perihels mit heutigen Werten beinahe identisch. Auch die Achsenneigung der Erde mit ihrem 41000jährigen Zyklus war kaum von ihrem heutigen Wert verschieden, da in beiden Zeiten gerade der Mittelwert der Schwingung erreicht war (Manabe und Broccoli, 1985b).

Nach der Milankovitch-Theorie (Berger, 1988) sind die Orbitalparameter der treibende Faktor in der Entstehung der Glaziale des quartären Eiszeitalters. Dies wird durch paläoklimatische Analysen bestätigt, insbesondere auch für den Beginn der letzten Vereisung vor etwa 115000 Jahren, wo die sommerliche Einstrahlung deutlich reduziert war (Lorenz et al., 1996; Dong und Valdes, 1995). Zur Zeit des letzten glazialen Maximums vor 21000 Jahren waren die Orbitalparameter den heutigen Werten aber offenbar bereits wieder sehr ähnlich und können deshalb nicht den Hauptgrund für die Aufrechterhaltung der extrem niedrigen Temperaturen gebildet haben (vergleiche auch Manabe und Broccoli, 1985b). Wie groß ihr relativer Einfluss trotzdem noch war, soll durch das Orbitalparameter-Experiment geklärt werden. Zusätzlich müssen aber weitere Faktoren in die Betrachtung mit einbezogen werden.

### Treibhausgaskonzentrationen

In Tabelle 2.3 sind heutige und eiszeitliche Konzentrationen der wichtigsten atmosphärischen Treibhausgase gegenübergestellt, wie sie dem Modell für das Treibhausgas-Experiment vorgeschrieben werden. Wie aus der Tabelle hervorgeht, waren die eiszeitlichen Konzentrationen aller drei betrachteten Treibhausgase geringer als heute. Insbesondere beim  $\text{CO}_2$ -Gehalt beträgt die Differenz beinahe 100 ppm zur vorindustriellen Gaskonzentration im Kontroll-Experiment. Auch die Methan- und  $\text{N}_2\text{O}$ -Konzentrationen waren während des letzten glazialen Maximums niedriger als heute. Petit et al. (1999) untersuchten atmosphärische  $\text{CO}_2$ - und  $\text{CH}_4$ -Konzentrationen aus einem Eisbohrkern des antarktischen Vostok-Projekts und fanden eine gute Korrelation zwischen den Konzentrationen der Treibhausgase und der Temperatur aus Isotopenanalysen. Sie folgern, dass ein direkter Zusammenhang zwischen diesen Gasfluktuationen und den Temperaturschwankungen zwi-

schen Glazialen und Interglazialen besteht. Hewitt und Mitchell (1997) und Justino (2004) berechneten den Strahlungsantrieb, der sich aus den verminderten  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen für das letzte glaziale Maximum ergeben würde und kamen auf  $-1.7 \text{ W/m}^2$  (Hewitt und Mitchell, 1997) beziehungsweise  $-0.42 \text{ W/m}^2$  (Justino, 2004). Geringere Treibhausgaskonzentrationen führen zu größeren Strahlungsverlusten im langwelligen Bereich. Neben dem reinen Strahlungsantrieb bringt ein verminderter Treibhauseffekt aber auch Rückkopplungen über die erhöhte Albedo durch Meereis und Schnee mit sich, woraus eine weitere Abkühlung und noch geringere Treibhausgaskonzentrationen resultieren (Hewitt und Mitchell, 1997; Petit et al., 1999).

Treibhausgas-Konzentrationen			
	$\text{CO}_2$	$\text{CH}_4$	$\text{N}_2\text{O}$
ctrl	280 ppm	760 ppb	270 ppb
ghg	185 ppm	350 ppb	200 ppb

Tabelle 2.3: *Treibhausgas-Konzentrationen im Kontroll-Experiment (ctrl) und Experiment mit eiszeitlichen Treibhausgasen (ghg), es ist  $\text{ppb}=10^{-9}$ ,  $\text{ppm}=10^{-6}$ .*

### Topographie

Besonders große Veränderungen bestehen bei der Topographie des letzten glazialen Maximums. Bei der vorliegenden Arbeit wird der Standard-ECHAM-Topographie die Eisschild-Topographie aus dem ICE-5G-Modell von Peltier (2004) überlagert. Das Modell benutzt die Kenntnisse über Isostasie und mechanisch-dynamische Prozesse im Inneren der Eisschilde, um nicht nur ihre Ausdehnung, sondern auch ihre Dicke zur Zeit des letzten glazialen Maximums zu bestimmen. Die Ausgangsdaten des Modells werden für die Anwendung in der vorliegenden Arbeit auf die verschiedenen ECHAM-Gitter interpoliert und die jeweilige Differenz der Standard-ECHAM-Topographie aufgerechnet. Die Differenzen der eiszeitlichen zur aktuellen Topographie im T42-Gitter zeigt Abbildung 2.2. Die Land-Meer-Verteilung von heute wurde nicht verändert.

Die Differenzen betragen mehr als 4000 Meter über dem heutigen Kanada (laurentidischer Eisschild) und immerhin 1500 bis 2000 Meter über Skandinavien (fenoskandischer Eisschild) und der Antarktis. Durch die großen kontinentalen Eisschilde ergeben sich vor allem für die höheren Breiten der Nordhemisphäre deutlich unterschiedliche Oberflächenformen mit weitreichenden Konsequenzen für die atmosphärische Zirkulation.

Das ICE-5G-Modell von Peltier (2004) stellt eine der neuesten Methoden zur Rekonstruktion der glazialen Eisbedeckung dar. Im Vergleich zum Vorgängermodell ICE-4G (Peltier, 1994) wurden signifikante Veränderungen vorgenommen, die hier

kurz zusammengefasst werden sollen. Zunächst sind anders als in der Vorgängerversion große Bereiche der nordsibirischen Landmasse sowie der angrenzenden Ozeanregionen eisfrei. Die Eisbedeckung über den Britischen Inseln wurde in ihrer Dicke erheblich reduziert, dafür aber eine Eisbrücke zwischen dem heutigen Schottland und Norwegen hinzugefügt. Die Eisdecke über Grönland im ICE-5G-Datensatz ist weniger dick als bei ICE-4G. Ferner wurde im laurentidischen Eisschild die Struktur mit einem Maximum durch eine im Mittel mächtigere Struktur mit drei Maxima ersetzt. Die Maxima liegen nicht mehr über der Hudson Bay, sondern im nahen Umfeld, so dass die Bucht selbst ein lokales Minimum darstellt. Einzig die Ergebnisse für die Antarktis sind in erster Näherung unverändert geblieben. Den Einfluss der unterschiedlichen Eisschild-Topographien untersuchen Justino et al. (2005).

Insgesamt ist damit die Gesamtmasse an Landeis beim neueren ICE-5G-Datensatz größer als im Vorgängermodell. Einen entscheidenden Beitrag dazu leistet die Veränderung im laurentidischen Eisschild. Durch das Maximum westlich der Hudson Bay wird eine Südwärtsverlagerung des Jetstreams und der damit verbundenen Niederschlagsgebiete erwartet (Peltier, 2004).

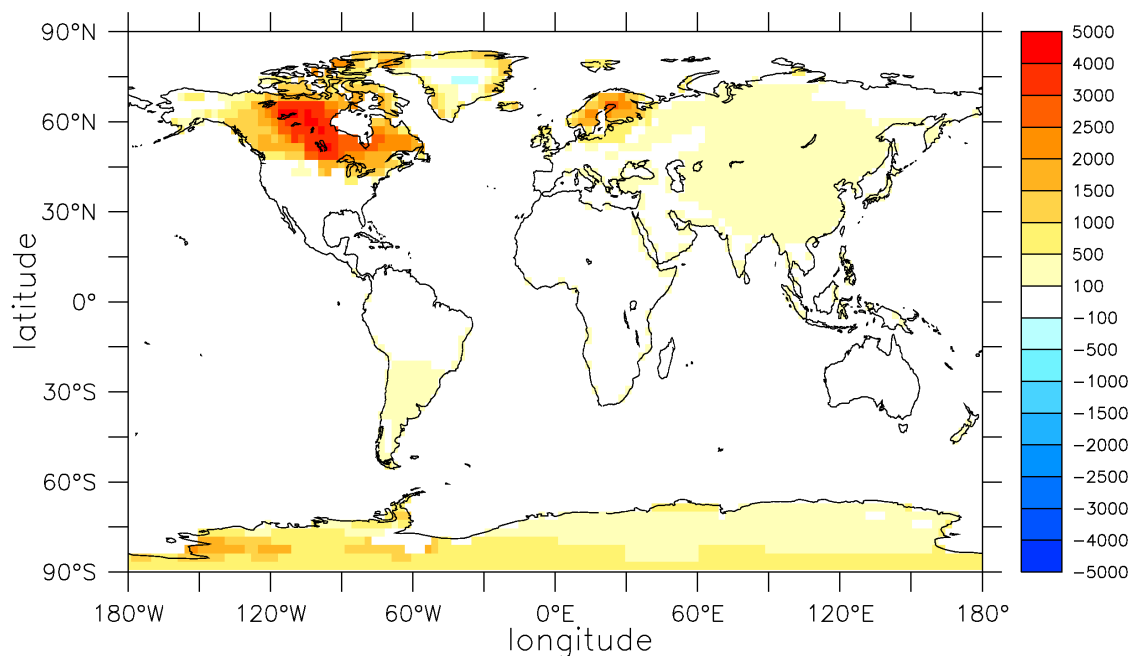


Abbildung 2.2: *ECHAM5-T42-Topographiedifferenz zwischen dem letzten glazialen Maximum und heute, Topographie in Metern. (Quelle: Dr. Ute Merkel, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel).*

### Albedo

Neben der Erhöhung der Topographie bringen die Eisschilde noch eine weitere Veränderung mit sich: die Erhöhung der Oberflächenalbedo. Diese kommt insbesondere dort zum Tragen, wo sich Eisschilde auf heute eisfreie Gebieten erstrecken - die bloße Erhöhung der auch heute noch vorhandenen Eismasse in der Antarktis hat dagegen keinen Einfluss auf die Albedo.

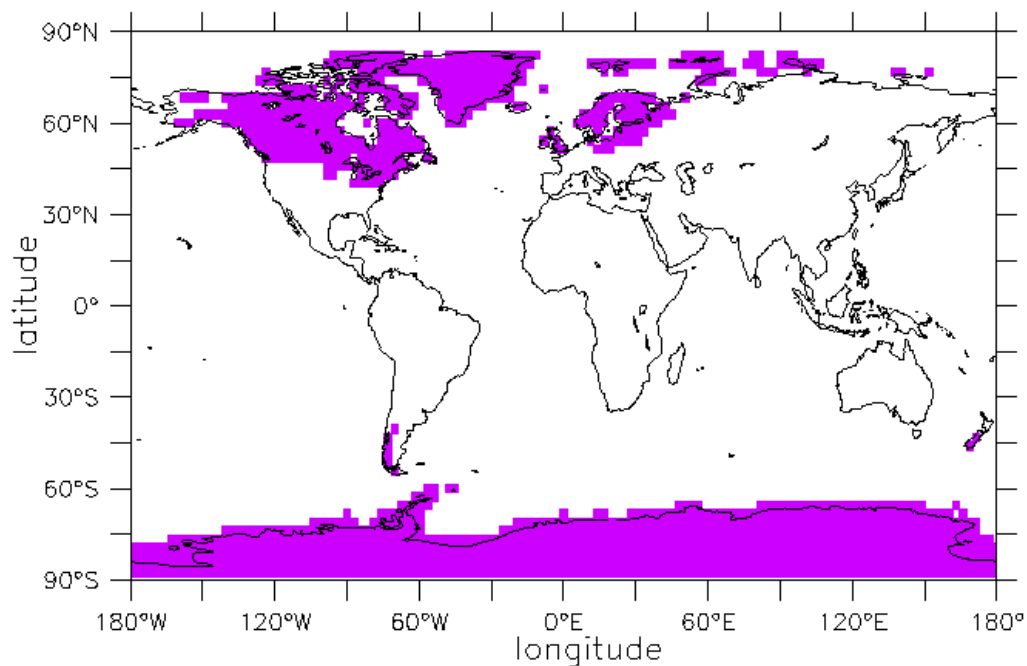


Abbildung 2.3: *ECHAM5-T42-Eismaske mit heutiger Land-Meer-Verteilung* (Quelle: Dr. Ute Merkel, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel).

Die Eismaske von Peltier (2004), interpoliert auf ein T42-Gitter, ist in Abbildung 2.3 dargestellt. Dabei wurde die heutige Land-Meer-Verteilung beibehalten. Das Modell ordnet den von Landeis bedeckten Gitterpunkten (in der Abbildung lila eingefärbt) Albedowerte zwischen 0.6 und 0.8 zu, abhängig von der Oberflächentemperatur. Die Differenz zwischen Albedo-Experiment und Kontrolllauf wird aber zusätzlich vergrößert durch die Eis-Albedo-Rückkopplung. Die höhere Albedo der glazialen Eisschilde führt zu einer gewissen Abkühlung, wodurch ein größerer Anteil der Niederschläge als Schnee fällt. Das Reflektionsvermögen der Landpunkte nimmt durch die Schneebedeckung zu. Dadurch steigt wiederum die mittlere Albedo, was eine

weitere Abkühlung nach sich zieht. Die daraus resultierenden Unterschiede in der Albedo zwischen den Experimenten alb und ctrl in Auflösung T42 zeigt Abbildung 2.4.

Deutlich sichtbar ist die Zunahme der Albedo direkt über den beiden großen Eisschilden der Nordhalbkugel, aber auch über dem gesamten Bereich der hohen Breiten der Nordhemisphäre, wo Land- und Meereisflächen durch zusätzliche Schneebedeckung stärker reflektieren als vorher. Ausgenommen ist nur die Region in Zentralgrönland, da der Boden dort auch im Kontroll-Experiment eisbedeckt ist. Über dem fenno-skandischen und dem laurentidischen Eisschild nimmt die Albedo um mehr als 0.4 zu, wodurch der weitaus größte Teil der einfallenden Solarstrahlung zurück in den Weltraum reflektiert wird. Eingefärbt sind in der Abbildung nur Flächen, bei denen die Änderungen auf einem Niveau von 95% signifikant sind. Die Durchführung der Signifikanztests ist in Kapitel 2.3 beschrieben.

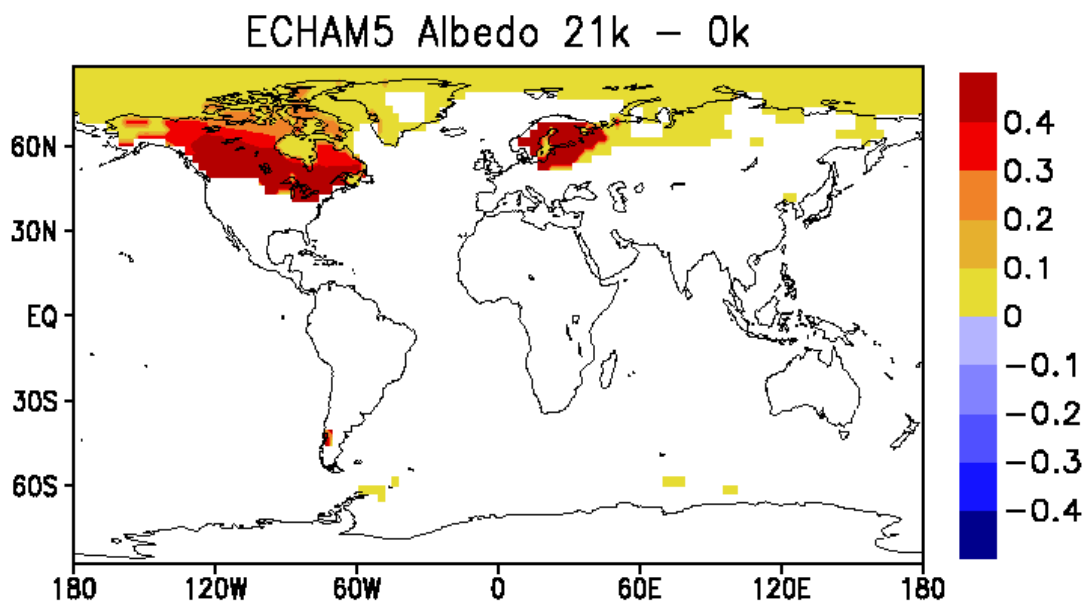


Abbildung 2.4: *ECHAM5-T42-Albedo: Letztes glaziales Maximum minus präindustriell, Albedo-Experiment.*

Für die vorliegende Arbeit wurde damit eine Auswahl von eiszeitlichen Randbedingungen vorgeschrieben, deren relativer Einfluss auf die Ausprägung des extrem kalten Klimas untersucht werden soll. Für eine vollständige Simulation des Eiszeitklimas müssten weitere Faktoren mitbetrachtet werden wie die Veränderung der

Landalbedo durch ein modifiziertes Vegetationsmuster, der niedrigere Meeresspiegel und die damit einhergehende Verschiebung der Küstenlinien sowie insbesondere die niedrigere Meeresoberflächentemperatur und die damit verbundene weitere Ausdehnung der permanenten Meereisgebiete.

Dass die genannten Parameter nicht an eiszeitliche Verhältnisse angepasst wurden, ist zum einen durch die zeitliche Begrenzung der Diplomarbeit bedingt, welche eine notwendige Einschränkung der durchzuführenden Experimente nach sich zieht. Zum anderen ist es aber auch besonders interessant, die relative Rolle einzelner Randbedingungen unter Ausschluss jeglicher Wechselwirkungen im System, zum Beispiel der abgesenkten Meeresoberflächentemperatur, zu untersuchen.

Eine tiefergehende Diskussion der Problematik ist in Kapitel 6 enthalten.

## 2.3 Methoden zur Datenbearbeitung und -analyse

Die Laufzeit für alle Experimente beträgt 22 Jahre, wobei aber das erste Jahr als Einschwingzeit betrachtet wird und in die Datenanalyse nicht mit eingeht. Für die Bestimmung der zeitlich gemittelten Felder wurden Daten auf Basis von Monatsmitteln benutzt, bei der Berechnung der stationären und transienten Wellen dagegen Daten im Intervall von zwölf Stunden. Die genaue Berechnung der stationären und transienten Wellen wird in den Kapiteln 4 und 5 beschrieben.

Aus den Monatsmitteln wurden zunächst sowohl Jahres- als auch saisonale Mittel berechnet. Dabei wurde die unterschiedliche Länge des Mittelungszeitraumes durch Gewichtung mit der Anzahl an Tagen im jeweiligen Monat berücksichtigt. Jahres- und Sommermittel sind über alle 21 Jahre berechnet, die Wintermittel nur über die 20 Winterquartale (Dezember, Januar, Februar), die vollständig im Datenmaterial enthalten sind.

In Kapitel 2.4 werden zunächst die Kontroll-Experimente bzgl. der verschiedenen Auflösungen verglichen. Dazu wurden die Daten aus den T42- und T31-Läufen auf ein T21-Gitter interpoliert und dann die Differenzen zwischen den interpolierten Daten berechnet. Mittels eines Student- $t$ -Testes wurde anschließend für jeden Gitterpunkt untersucht, ob die Unterschiede auf einem Signifikanzniveau von 95% signifikant sind. Der  $t$ -Test wurde nach der Methode von Kreyszig (1965) durchgeführt. Es sollen die Mittelwerte der zwei Stichproben verglichen werden, hier diejenigen von jeweils zwei Kontroll-Experimenten in verschiedenen Auflösungen. Der Signifikanztest erfolgt beidseitig nach folgendem Schema:

1. Die Anzahl der Freiheitsgrade berechnet sich nach  $n = n_1 + n_2 - 2$ , wobei  $n_1$  und  $n_2$  die Freiheitsgrade der einzelnen Stichproben sind. Diese entsprechen



der Anzahl an Jahren im betreffenden Experiment, also 20 bei den Winter- und 21 bei den Sommer- und Jahresmitteln.

2. Aus der Formel  $P(T \leq c_{1,2}) = 1 - \alpha/2$  werden aus der entsprechenden Tabelle die Zahlen  $c_{1,2}$  bestimmt. Dabei ist  $\alpha$  die Signifikanzzahl, also  $100\% - 95\% = 5\%$ . Die Werte wurden bei der vorliegenden Arbeit den Tabellen aus Sachs (1992) entnommen.
3. Aus den beiden Stichproben werden die Mittelwerte  $\bar{x}$  und  $\bar{y}$  berechnet sowie die Varianzen  $s_x^2$  und  $s_y^2$  jeweils innerhalb der Stichprobe.
4. Es wird nach der Formel

$$t_0 = \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 - 2)}{n_1 + n_2}} * \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{(n_1 - 1)s_x^2 + (n_2 - 1)s_y^2}} \quad (2.1)$$

der Wert für  $t_0$  berechnet.

5. Ist  $t_0 \leq c_{1,2}$ , so gilt der entsprechende Gitterpunkt als nicht signifikant, andernfalls ist er signifikant auf einem Signifikanzniveau von 95%.

Allgemein bedeutet Signifikanz auf einem 95%-Niveau, dass es nur zu 5% wahrscheinlich wäre, dieselben Abweichungen zufällig zu erhalten.

## 2.4 Analyse der Kontroll-Experimente

Bevor die Antwort des Modells auf eiszeitliche Randbedingungen untersucht werden kann, muss zunächst das Kontroll-Experiment etwas genauer betrachtet werden. Abhängigkeiten von der Modellauflösung, die sich bereits hier zeigen, müssen bei der späteren Diskussion der Sensitivitätsexperimente und bei ihrer Interpretation mitberücksichtigt werden.

Jahresmittel des mittleren Druckes auf Meeresniveau in den drei verschiedenen Auflösungen T21, T31 und T42 sowie die Abweichungen zwischen den T21- und T42-Experimenten sind in Abbildung 2.5 gezeigt. Es wird deutlich, dass die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung in den mittleren und hohen Breiten, insbesondere der Südhemisphäre, am größten ist. Hier ist allgemein eine Zunahme der meridionalen Druckunterschiede hin zur höheren Auflösung zu vermerken, da der polare Tiefdruck ab- und der Druck im subtropischen Hochdruckgürtel (südlich von Australien und im Südpazifik) zunimmt. Auch in der Nordhemisphäre ist ein ähnliches Phänomen zu erkennen (Abb. 2.5 d).

Dabei zeigt das dipolartige Muster im Nordatlantik, dass sich nicht nur die Amplitude, sondern auch die Lage der Druckgebilde mit der Auflösung ändert. Das Islandtief verschiebt sich mit zunehmender Auflösung weiter nach Norden, während sich das Azorenhoch weiter über den Atlantik ausbreitet (Abb. 2.5 a-c). Während die Zentren der Hoch- und Tiefdruckgebiete bei T21 noch auf verschiedenen Längengraden liegen, entwickeln sie sich zu T42 hin immer mehr zu einem echten Dipolmuster. Über den Aläuten schwächt sich das Tief von T21 zu T42 ab, dafür breitet sich das weiter südlich gelegene Hoch weiter nach Norden und Westen über den Pazifik aus.

Ähnliche Vergleiche sind für die 850 hPa-Temperatur in Abbildung 2.6 dargestellt. Die Unterschiede zwischen T21 und T42 sind im Jahresmittel durch eine Abkühlung der kalten hohen Breiten und eine weitere Erwärmung der warmen Tropenregionen hin zur höheren Auflösung gekennzeichnet. Damit verstärken sich also wie beim Luftdruck mit zunehmender Auflösung die meridionalen Gradienten.

Die Unterschiede zwischen den Auflösungen T42 und T31 beziehungsweise T31 und T21 sollen im Folgenden noch einmal gesondert betrachtet werden (Abb. 2.7). Auffällig ist hier, dass sowohl beim Druck als auch bei der Temperatur die Unterschiede zwischen T31 und T21 größer sind als zwischen T42 und T31. Beim Druck setzt sich der Trend, der sich beim Übergang von T21 auf T31 abzeichnet, zu T42 hin fort (Abb. 2.7 a,b), d. h. dass sich die Unterschiede etwa addieren. Bei der Temperatur hingegen sind sie in einigen Gebieten (z.B. nordrussische Küste) eher gegenläufig (Abb. 2.7 c-d).

Insgesamt lässt sich sagen, dass die maximalen auflösungsbedingten Unterschiede etwa 15 % des Maximums aus den mittleren Feldern betragen. Ähnliche Ergebnisse zeigen sich auch bei der 200 hPa-Zonalgeschwindigkeit, dem 500 hPa-Geopotential und der spezifischen Feuchte im 850 hPa-Niveau (ohne Abbildung).

Führt man dieselbe Untersuchung auf der Basis von saisonalen Mitteln für Sommer (Juni, Juli, August) und Winter (Dezember, Januar, Februar) durch, zeigen sich im Großen und Ganzen sehr ähnliche Strukturen (ohne Abbildung). Dabei sind im Allgemeinen die Unterschiede zwischen den Auflösungen im Winter etwas größer als die im Sommer.

Im Folgenden sollen die Sensitivitätsexperimente untersucht werden. Dabei wird der Einfluss der verschiedenen Randbedingungen ebenso analysiert wie die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung. Es werden Jahresmittel sowie saisonale Mittel für Sommer und Winter betrachtet und anschließend die vertikale Struktur ausgewählter Größen untersucht.

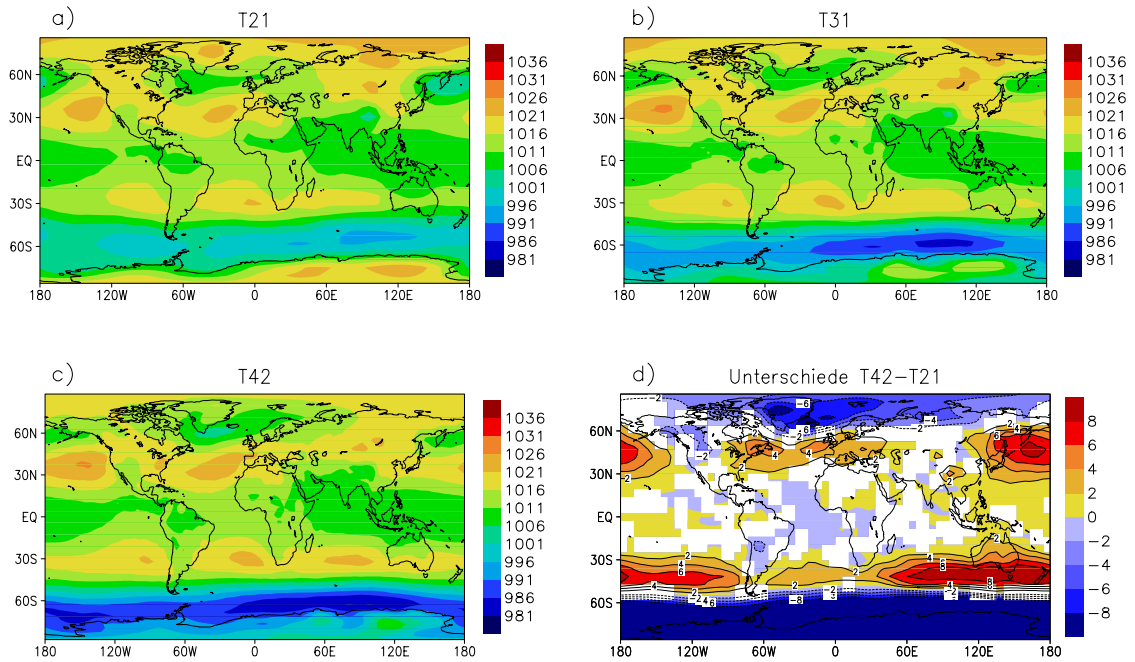


Abbildung 2.5: Jahresmittel des Druckes auf Meeresniveau [hPa] im Kontroll-Experiment in verschiedenen Auflösungen: a) T21, b) T31, c) T42, d) T42-T21. Eingefärbte Flächen in d) sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

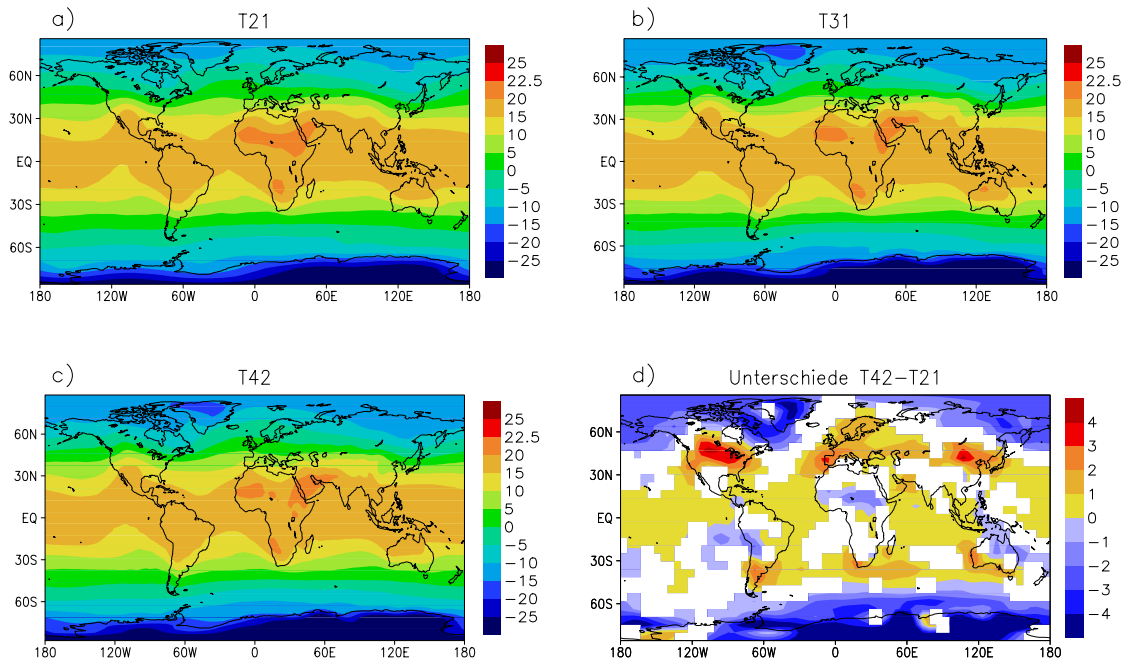


Abbildung 2.6: Wie Abb. 2.4, aber für die 850hPa-Temperatur [°C].

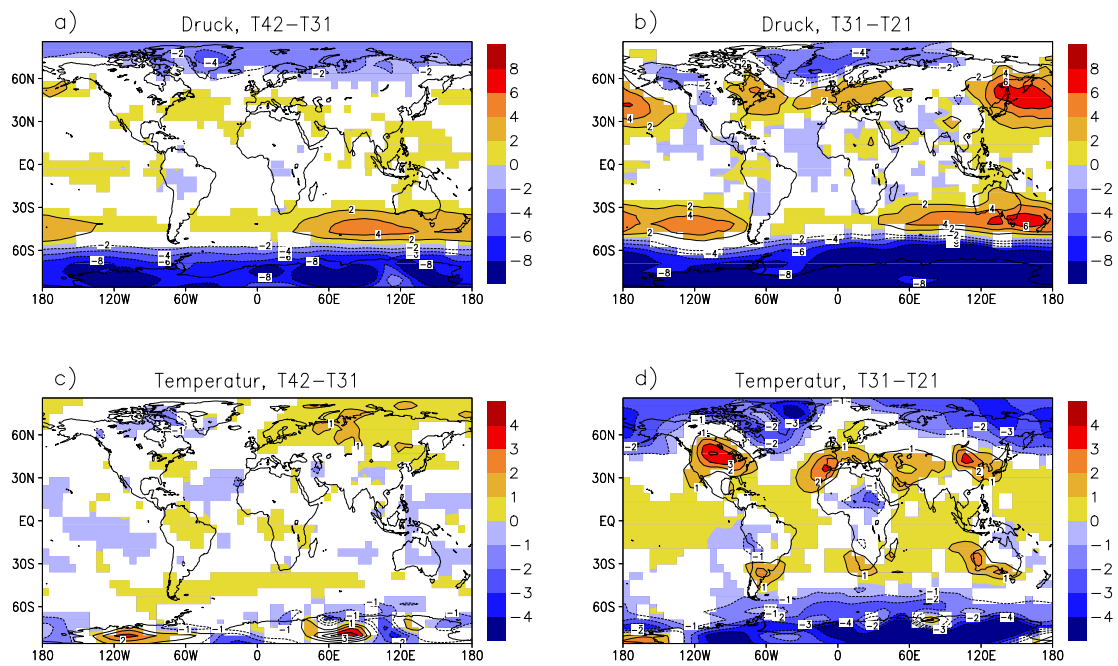


Abbildung 2.7: Jahresmittel des Luftdrucks auf Meeresniveau [hPa] und der 850 hPa-Temperatur [°C]: Vergleich der Kontroll-Experimente von T42-T31 (a,c) und T31-T21 (b,d). Eingefärbte Flächen sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

# Kapitel 3

## Temperaturanomalien durch eiszeitliche Randbedingungen

In diesem Kapitel wird die Antwort des Modells auf ausgewählte eiszeitliche Randbedingungen untersucht. Dazu wird jeweils die Differenz aus dem entsprechenden Sensitivitätsexperiment und dem Kontrolllauf gebildet. Die resultierenden Anomalien werden mit einem Student- $t$ -Test auf ihre Signifikanz hin überprüft.

In diesem Kapitel beginnt die Untersuchung der verschiedenen Sensitivitätsexperimente mit Jahresmitteln der Temperatur. Zunächst werden die eiszeitlichen Temperaturen in zwei Meter Höhe diskutiert. Kapitel 3.2 ist ihrem Jahresgang, speziell den saisonalen Mitteln von Sommer und Winter, gewidmet. In Kapitel 3.3 wird die Vertikalstruktur diskutiert und dabei auf die Temperatur in unterschiedlichen Druckniveaus eingegangen. Die Sensitivität der Ergebnisse gegenüber der horizontalen Modellauflösung beschreibt Kapitel 3.4.

### 3.1 Vergleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente

Globale und hemisphärische Mittel der Temperatur in zwei Meter Höhe sind in Tabelle 3.1 dargestellt. Es wird sowohl zwischen den verschiedenen Sensitivitätsexperimenten als auch zwischen den verschiedenen horizontalen Modellauflösungen unterschieden. Bis auf wenige Ausnahmen sind alle Werte negativ, also Temperaturen in den Sensitivitätsexperimenten geringer als im Kontrolllauf. Ausnahmen davon betreffen lediglich das Orbitalparameter-Experiment. Die Werte sind hier jedoch grundsätzlich deutlich geringer als in den anderen drei Einzelexperimenten, wodurch die positiven Anomalien weniger ins Gewicht fallen.

Jahresmittel der Temperatur in 2m Höhe							
Auflösung T21							
	<i>ghg</i>	<i>orbi</i>	<i>topo</i>	<i>alb</i>	<i>LGM</i>	<i>sum</i>	<i>LGM-sum</i>
<i>global</i>	-0.145	-0.009	-0.164	-0.331	-0.715	-0.649	-0.066
<i>NH</i>	-0.195	+0.001	-0.202	-0.635	-1.201	-1.031	-0.170
<i>SH</i>	-0.095	-0.018	-0.125	-0.028	-0.229	-0.266	+0.037
Auflösung T31							
	<i>ghg</i>	<i>orbi</i>	<i>topo</i>	<i>alb</i>	<i>LGM</i>	<i>sum</i>	<i>LGM-sum</i>
<i>global</i>	-0.152	-0.023	-0.197	-0.336	-0.732	-0.708	-0.024
<i>NH</i>	-0.222	-0.027	-0.289	-0.625	-1.256	-1.136	-0.120
<i>SH</i>	-0.083	-0.018	-0.105	-0.046	-0.208	-0.252	+0.044
Auflösung T42							
	<i>ghg</i>	<i>orbi</i>	<i>topo</i>	<i>alb</i>	<i>LGM</i>	<i>sum</i>	<i>LGM-sum</i>
<i>global</i>	-0.182	-0.008	-0.272	-0.312	-0.761	-0.774	+0.013
<i>NH</i>	-0.282	-0.027	-0.405	-0.618	-1.291	-1.332	+0.041
<i>SH</i>	-0.082	+0.011	-0.138	-0.006	-0.232	-0.215	-0.017

Tabelle 3.1: Jahresmittel der 2m-Temperaturanomalien [ $^{\circ}\text{C}$ ]: Vergleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente nach globalen und hemisphärischen Mitteln in T21, T31 und T42. Es ist

*ghg* = Experiment mit eiszeitlichen Treibhausgasen

*orbi* = Experiment mit eiszeitlichen Orbitalparametern

*topo* = Experiment mit eiszeitlicher Topographie

*alb* = Experiment mit eiszeitlicher Albedo

*LGM* = Gesamt-Experiment (alle vier Randbedingungen auf Eiszeitniveau)

*sum* = berechnete Summe der vier Einzelerperimente

*LGM-sum* = Differenz aus Gesamt-Experiment und Summe der Einzelerperimente.

Die Amplitude der Anomalien liegt bei allen Experimenten unter  $1^{\circ}\text{C}$ , mit Ausnahme des Gesamt-Experimentes, wo auf der Nordhemisphäre Werte bis  $1.3^{\circ}\text{C}$  erreicht werden. Trotzdem sind die Werte insgesamt deutlich niedriger als entsprechende Vergleichswerte aus der Literatur. Justino (2004) erhielt im LGM-Experiment eine global gemittelte Temperaturabnahme in 2m Höhe von  $-2^{\circ}\text{C}$ , andere Autoren notieren Werte von  $-2.8^{\circ}\text{C}$  (Broccoli und Manabe, 1987), knapp  $-4^{\circ}\text{C}$  (Hall et al., 1995; Dong und Valdes, 1998) bis hin zu  $-6.5^{\circ}\text{C}$  (Felzer et al., 1998). Der Grund für die niedrigen Amplituden der Anomalien in der vorliegenden Arbeit ist in der Beibehaltung der Meeresoberflächentemperatur zu sehen. Ramstein und Joussaume (1995) führten ein Vergleichsexperiment mit aktueller Meeresoberflächentemperatur durch und erhielten damit ebenfalls Abkühlungsraten von nur  $1.1^{\circ}\text{C}$ , analog zu den hier vorgestellten Ergebnissen. Die größten negativen Werte treten im Albedo-Experiment in der Nordhemisphäre auf, gefolgt vom Topographie-Experiment.

Der Unterschied zwischen den beiden Hemisphären ist in einigen Experimenten gravierend. Bei Broccoli und Manabe (1987) ist bis auf das Experiment mit eiszeitlichen Treibhausgasen die Abkühlung in der Nordhemisphäre größer als in der Südhemisphäre. In der vorliegenden Studie trifft dies für alle Experimente zu, insbesondere für das Albedo- und LGM-Experiment, aber anders als bei Broccoli und Manabe (1987) auch für das Experiment mit eiszeitlichen Treibhausgasen.

Neben der Anpassung verschiedener Randbedingungen an Eiszeitniveau wurde auch die horizontale Modellauflösung variiert. Im Topographie-, Treibhausgas- und Gesamt-Experiment nimmt die Amplitude der Abkühlung im globalen und nordhemisphärischen Mittel mit höherer Auflösung zu. Für die Südhemisphäre, sowie allgemein für Orbitalparameter- und Albedo-Experiment lässt sich aber noch kein systematischer Zusammenhang mit der Wahl der Modellauflösung feststellen. Bedeutsam ist die Verstärkung der Abkühlung im Topographie-Experiment insbesondere beim Übergang von T31 auf T42. Die Antwort des Modells ist hier in der hohen Auflösung doppelt so stark wie im Experiment mit T21.

Analog zu Felzer et al. (1998) sind die Anomalien im Gesamt-Experiment in erster grober Näherung lineare Kombinationen der Anomalien der Einzelexperimente. Die Unterschiede zwischen Gesamt-Experiment und Summe der Einzelexperimente sind recht gering und von unterschiedlichem Vorzeichen (Tab. 3.1, letzte Spalte). Eine gewisse Systematik zeigen wieder die Werte der Nordhemisphäre und des globalen Mittels. In niedrigeren Auflösungen (T21, T31) ist hier die Amplitude im Gesamt-Experiment etwas größer als in der Summe der Einzelexperimente. Offenbar bestehen positive Rückkopplungen zwischen den unterschiedlichen Randbedingungen, so dass sich ihre Klimawirksamkeit erhöht, wenn sie gleichzeitig an eiszeitliche Bedingungen angepasst werden. Diese Nichtlinearitäten nehmen allerdings bei Verfeinerung des Gitters ab und kehren sich zu T42 hin sogar um. Hier bestehen leicht negative Rückkopplungen. Auf der Südhemisphäre ist der Zusammenhang weniger klar.

Um die räumliche Struktur der Anomalien zu untersuchen, ist in Abbildung 3.1 zunächst ihre Breitenabhängigkeit dargestellt. Dargestellt sind zonale Mittel der Temperaturanomalien in zwei Meter Höhe. Neben den fünf Sensitivitätsexperimenten ist als sechste, graue Kurve auch die Summe aus den vier Einzelexperimenten eingetragen.

Auffällig ist zunächst, dass die Breitenabhängigkeit der Werte in den Experimenten mit eiszeitlichen Treibhausgasen und Orbitalparametern vergleichsweise klein ist (rote und blaue Kurven). Sie weisen nördlich von 30°N nur geringfügig höhere Anomalien auf. Die Werte bewegen sich hier grundsätzlich nur zwischen -1°C und +0.5°C, wohingegen im Topographie- und Albedo-Experiment deutlich höhere Werte bis zu -6°C beziehungsweise -2.5°C erreicht werden (Abb. 3.1, grüne und orangefarbene Kurven). Auf die Werte nahe der Pole sollte dabei wegen der geringen Fläche kein allzu großes Gewicht gelegt werden. Die Maxima liegen auf der Nordhemisphäre nördlich von 30°N. Auf der Südhemisphäre weist nur das Topo-

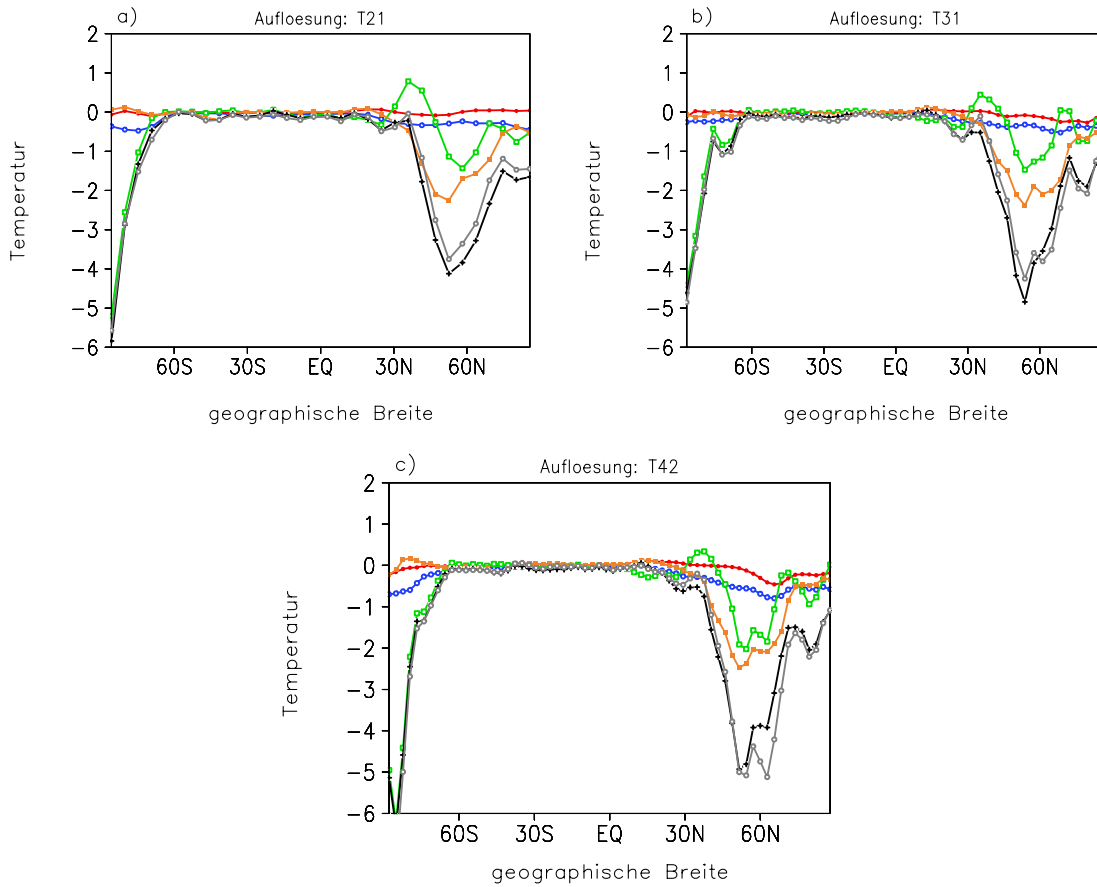


Abbildung 3.1: Jahresmittel der zonal gemittelten 2m-Temperaturanomalien [°C] der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in den verschiedenen Auflösungen: a) T21, b) T31, c) T42. Es ist  
 blau = ghg (Treibhausgas-Experiment)  
 rot = orbi (Orbitalparameter-Experiment)  
 grün = topo (Topographie-Experiment)  
 orange = alb (Albedo-Experiment)  
 schwarz = LGM (Experiment mit allen vier eiszeitlichen Randbedingungen)  
 grau = sum (Summe aus den vier Einzelerperimenten ghg, orbi, topo und alb).

graphie-Experiment Maxima südlich von 60°S auf.

Bis etwa 30°N ist der Beitrag aus den Orbitalparameter-, Treibhausgas- und Albedo-Experimenten gering, weshalb die Summe aus allen vier Experimenten (graue Kurve) weitgehend der Verteilung des Topographie-Experimentes ähnelt. Nördlich von 30°N verläuft die Topographiekurve teilweise im positiven Bereich, die der Summe dagegen im negativen, da vor allem die veränderte Albedo einen starken negativen Beitrag



leistet. Zwischen etwa 40°N und 60°N ist auch durch den Topographie-Effekt eine starke Abkühlung zu verzeichnen, die auf die deutliche Erhöhung des Bodens im Bereich der kontinentalen Eisschilde zurückzuführen ist.

Während sich die anderen drei Einzelexperimente wenig sensitiv gegenüber der Modellauflösung zeigen, hat das Topographie-Experiment bei T21 ein deutlich stärkeres positives Maximum bei etwa 30°N als in den höheren Auflösungen. Dafür ist die Amplitude der maximalen Abkühlung bei 60°N noch deutlich geringer. Die Tatsache, dass die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung im Topographie-Experiment am größten ist, erscheint sinnvoll. Durch die gröbere Auflösung werden sowohl Höhenmaxima und Höhenunterschiede reduziert als auch viele kleinräumigere Strukturen in der Land-Meer-Verteilung nicht mehr aufgelöst.

Schließlich lässt sich noch der Vergleich zwischen dem LGM-Experiment (schwarz) und der Summe der vier Einzelexperimente (grau) ziehen. Beide Kurven verlaufen bis etwa 30°N nahezu identisch, das heißt die Anomalien aus den vier Einzelexperimenten sind in diesem Bereich additiv. Nördlich von 30°N machen sich geringfügige Nichtlinearitäten bemerkbar. Die Additivität der Einzelexperimente ist aber in erster Näherung gegeben.

Im Folgenden wird die räumliche Struktur der Modellergebnisse auf einem globalen Gitter dargestellt, so dass nicht nur die Breitenabhängigkeit, sondern beispielsweise auch die Struktur bezüglich der Land-Meer-Verteilung und der großen Eisschilde sichtbar wird (Abb. 3.2).

Da die Unterschiede zwischen den Anomalien verschiedener Sensitivitätsexperimente deutlich größer sind als die zwischen Läufen verschiedener Auflösungen im gleichen Sensitivitätsexperiment, wurde hier exemplarisch nur die ECHAM-Standardversion T42 ausgewählt. Auf die Abhängigkeit der räumlichen Struktur von der Modellauflösung wird in Kapitel 3.4 eingegangen.

Zunächst wird der Beitrag der einzelnen Antriebsfaktoren zur Gesamtanomalie des LGM-Experimentes anhand von Jahresmitteln der Temperatur untersucht. Die Abbildung zeigt deutlich, dass der Beitrag aus dem Orbitalparameter-Experiment kaum signifikant ist (Abb. 3.2 b). Das gilt auch für das Albedo-Experiment südlich von 30°N. Im Experiment mit eiszeitlichen Treibhausgasen liegt der Großteil der signifikanten Anomalien ebenfalls in der Nordhemisphäre. Als Folge davon spiegelt das südhemisphärische Muster im LGM-Experiment über der Antarktis hauptsächlich die Abkühlungsgebiete aus dem Topographie-Experiment wider.

Das LGM-Muster der Nordhemisphäre setzt sich hauptsächlich aus der Antwort auf topographischen und Albedo-Antrieb zusammen, wobei insbesondere über Sibirien auch die Orbitalparameter und Treibhausgase eine gewisse Rolle spielen. Signifikante Änderungen konzentrieren sich hauptsächlich auf die Kontinente und die hohen Breiten. Über den Ozeanen ist die oberflächennahe Lufttemperatur stark an die Temperatur der Meeresoberfläche gekoppelt, die in der vorliegenden Arbeit konstant

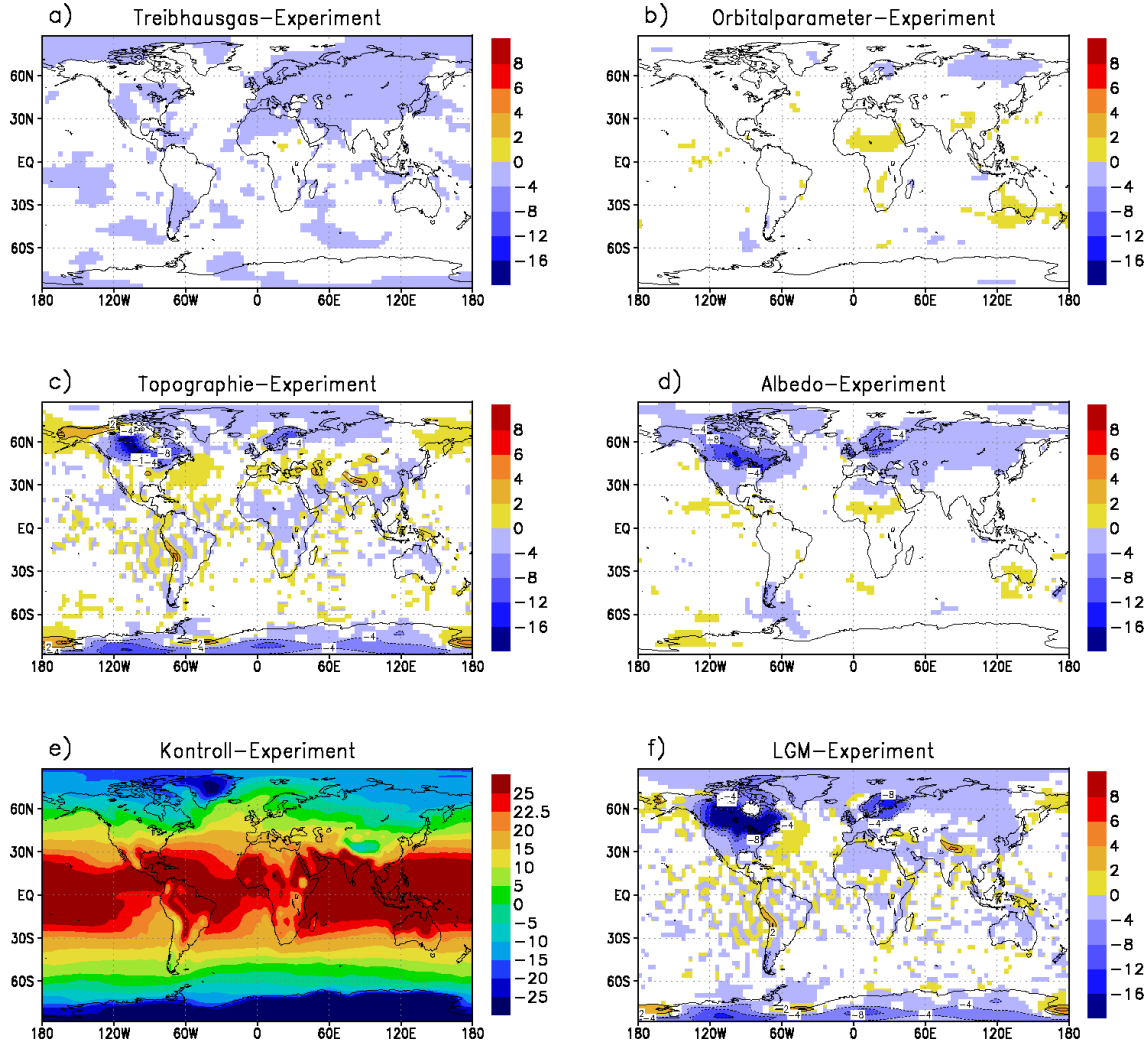


Abbildung 3.2: Jahresmittel der 2m-Temperaturanomalien [ $^{\circ}\text{C}$ ] in den verschiedenen Sensitivitätsexperimenten in T42: a) ghg, b) orbi, c) topo, d) alb, e) ctrl, f) LGM. Die Werte im Kontroll-Experiment stellen Absolutwerte dar, die der Sensitivitätsexperimente sind Anomalien bezogen auf das Kontroll-Experiment. Eingefärbte Flächen sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

gehalten wurde. Temperaturänderungen über dem Ozean, die als Folge der übrigen Randbedingungen auftreten, werden daher in tiefen Schichten stark gedämpft. Auf dieses Thema wird in Kapitel 3.3 bei der Diskussion der Temperaturanomalien in höheren Schichten nochmals eingegangen.

Sowohl in der Südhemisphäre als auch über dem Nordatlantik kann die vorliegende Arbeit damit Ergebnisse früherer Studien nicht reproduzieren. Broccoli und Manabe (1987) fanden bei der Untersuchung der relativen Rolle der einzelnen eiszeitlichen Randbedingungen heraus, dass der geringere  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre der Hauptgrund für die eiszeitliche Abkühlung der Südhemisphäre war. Dafür machten sie insbesondere Meereisbildung im südlichen Ozean verantwortlich. Ebenso wie die Landeismassen in der Nordhemisphäre führt die Bildung von Meereis über die Eis-Albedo-Wechselwirkung zu einer deutlichen Abkühlung des Klimas im betreffenden Gebiet. Ein weiterer mit Meereis einhergehender Mechanismus ist die zunehmende Kontinentalität des Klimas an Orten, die durch die Eisdecke dann vom direkten Kontakt mit dem offenen Ozean abgeschnitten sind. Es findet in diesen Bereichen kein Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre mehr statt, wodurch sich die Luft bis weit unter den Gefrierpunkt abkühlen kann. In den reinen Atmosphärenläufen der vorliegenden Arbeit kann sich kein Meereis bilden, wodurch derartige Wechselwirkungen von vornherein ausgeschlossen sind.

Meereisbildung ist auch auf der Nordhemisphäre im Bereich des Nordatlantiks zwischen Grönland und Europa ein wichtiger Faktor. Die Amplitude der eiszeitlichen Temperaturanomalien ist hier in vielen Simulationen mit interaktivem Meereis deutlich größer (Lorenz et al., 1996; Dong und Valdes, 1998 und 1999).

Im LGM-Experiment erstrecken sich die Hauptabkühlungsgebiete über die Eisschilde des heutigen Kanada und Grönlands. Ein weiteres Gebiet mit deutlich negativen Werten ist die Antarktis. Im Vergleich mit dem Kontroll-Experiment (Abb. 3.2e) wird deutlich, dass dadurch bestehende meridionale Temperaturunterschiede verstärkt werden, da sich die ohnehin kalten hohen Breiten deutlich stärker abkühlen als die wärmere Tropenregion. Dieses Resultat deckt sich mit Ergebnissen aus bisherigen Arbeiten (Manabe und Broccoli, 1985a; Broccoli und Manabe, 1987; Hall et al., 1995; Dong und Valdes, 1998). Broccoli und Manabe (1987) führen als Grund dafür zum einen die Eis-Albedo-Wechselwirkung an, zum anderen die stabilere Schichtung in hohen Breiten, die einer Durchmischung der Luftschichten entgegenwirkt, wodurch sich die Abkühlung auf eine dünnere Luftschicht beschränkt als in den Tropenregionen.

Interessant ist die Antwort des Modells auf die eiszeitliche Topographie. Neben Abkühlungsregionen über den Eisschilden finden sich auch Erwärmungsgebiete über dem Nordpazifik sowie stromabwärts von den beiden großen Eisschilden, also im westlichen Nordatlantik und über dem europäischen Mittelmeerraum bis nach Zentralasien (Abb. 3.2c). Diese Erwärmungsgebiete zeigen sich zum Teil auch im LGM-Experiment, allerdings auf kleinere Flächen beschränkt und mit geringerer Amplitude. Auch in anderen Arbeiten wurde diese unerwartete Erwärmung über dem eiszeitlichen Pazifik festgestellt (Lorenz et al., 1996; Justino, 2004). Lorenz et al. (1996) erklären den Effekt dadurch, dass in ihrer Arbeit die Meeresoberflächentemperaturen aus dem CLIMAP-Datensatz (CLIMAP projekt members, 1976) verwendet wurden.

Diese schreiben für den subtropischen Pazifik eiszeitliche Temperaturen vor, die sogar etwas höher sind als heutige Werte.

Da in der vorliegenden Arbeit die Meeresoberflächentemperatur in den Sensitivitätsexperimenten beibehalten wird, ist der tropische Pazifik auch deutlich wärmer als der aus einigen teilweise oder vollständig gekoppelten Modellstudien (Manabe und Broccoli, 1985a; Broccoli und Manabe, 1987; Weaver et al., 1998; Dong und Valdes, 1998; Shin et al., 2003). Zur Erklärung der Erwärmungsgebiete im Atlantik und über dem eurasischen Kontinent sei auf das folgende Unterkapitel verwiesen.

## 3.2 Veränderungen im Jahresgang

Die in Kapitel 3.1 diskutierte Breitenabhängigkeit der Temperaturanomalien in zwei Meter Höhe wird nun auf ihren Jahresgang hin untersucht (Abb. 3.3).

Zunächst fällt auf, dass die Experimente mit eiszeitlichen Treibhausgasen und Orbitalparametern (Abb. 3.3 a,b) weder eine deutliche Breitenabhängigkeit noch einen deutlichen Jahresgang zeigen. In den Topographie- und Albedo-Experimenten hingegen (Abb. 3.3 c,d) weisen insbesondere die Anomalien nördlich von  $30^{\circ}\text{N}$  einen deutlichen Jahresgang auf. Während beim Albedo-Experiment das Maximum der Abkühlung im Nordsommer liegt, kühlt sich die Luft im Topographie-Experiment das ganze Jahr über ab, wobei die Extrema im Winter liegen. Im Sommer sind dagegen positive Werte nördlich und vor allem südlich der Breite des laurentidischen Eisschildes zu finden. Auf der Südhalbkugel zeigt nur das Topographie-Experiment eine deutliche Abkühlung südlich von  $60^{\circ}\text{N}$ , die während des gesamten Jahres simuliert wird.

Das LGM-Experiment spiegelt südlich von  $30^{\circ}\text{N}$  eine Kombination der vier Einzelexperimente wider (Abb. 3.3 e), mit der topographisch bedingten maximalen Abkühlung über der Antarktis.

Nördlich von  $30^{\circ}\text{N}$  findet man im Nordsommer im Wesentlichen die Abkühlung aus dem Albedo-Experiment wieder, im Nordwinter dagegen eher eine Kombination der Temperaturanomalien aus den vier Einzelexperimenten. Das Topographie-Experiment leistet hier den Hauptbeitrag. Die positiven Werte aus dem Topographie-Experiment im Nordsommer erscheinen im LGM-Experiment nicht. Hier kommt vor allem die Abkühlung aufgrund der erhöhten Albedo zum Tragen. Damit findet das ganze Jahr über eine großflächige Abkühlung im Bereich zwischen  $45^{\circ}\text{N}$  und  $60^{\circ}\text{N}$  statt, wobei Amplitude und meridionale Ausdehnung dieser Anomalien im Nordsommer am größten sind. Der Vergleich von Gesamt-Experiment und der Summe der Einzelexperimente (Abb. 3.3 e,f) macht wieder deutlich, dass sich die Anomalien in etwa addieren. Nichtlinearitäten sind im Wesentlichen auf das Gebiet nördlich von  $60^{\circ}\text{N}$  im Winter beschränkt. Im Gesamt-Experiment sind die extremen Gradienten der berechneten Summe abgemildert, und die Abkühlung ist meridio-

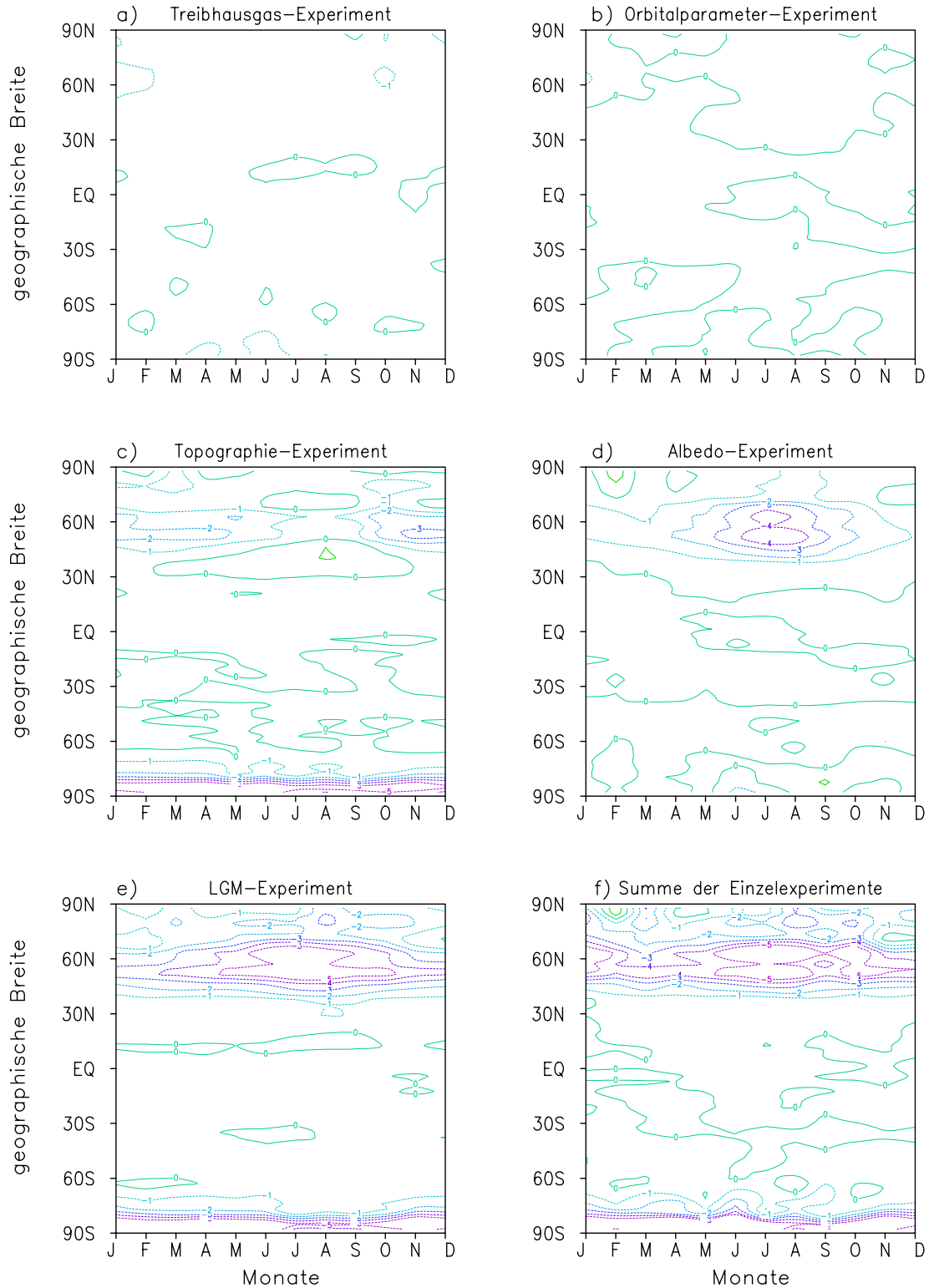


Abbildung 3.3: Jahresgang der zonal gemittelten 2m-Temperaturanomalien [°C] in den T42-Sensitivitätsexperimenten: a) Treibhausgas-Experiment, b) Orbitalparameter-Experiment, c) Topographie-Experiment, d) Albedo-Experiment, e) Gesamt-Experiment. Die Summe aus a) bis d) ist in f) gezeigt.

nal eingeschränkter. Die Strukturen sind aber im Großen und Ganzen in beiden Abbildungen sehr ähnlich.

Zur Untersuchung der saisonalen Mittel werden nun die Winter- (Dezember, Januar, Februar) und die Sommersaison (Juni, Juli, August) getrennt betrachtet, da hier gemäß der vorangegangenen Analyse deutliche Strukturunterschiede der räumlichen Verteilungen zu erwarten sind. Es werden im Folgenden immer die Jahreszeitenbezeichnungen für die Nordhemisphäre verwendet, also Winter für den borealen Winter (Dezember, Januar, Februar) und Sommer für den borealen Sommer (Juni, Juli, August). Zunächst werden Wintermittel der Temperaturanomalien in zwei Meter Höhe auf einem globalen Gitter diskutiert (Abb. 3.4). Wie im Abschnitt zuvor wird die ECHAM-Standardversion T42 gewählt.

Die Strukturen im Treibhausgas-, Orbitalparameter- und Albedo-Experiment sind hier nur in räumlich stark begrenzten Gebieten signifikant, vor allem über dem nördlichen eurasischen Kontinent und Nordamerika (Abb. 3.4). Das Gesamt-Experiment spiegelt im Wesentlichen die Strukturen des Topographie-Experimentes wider.

Die Hauptabkühlungsregionen liegen wieder über den kontinentalen Eisschilden der Nordhemisphäre sowie über der antarktischen Landmasse. Die Abkühlung in diesen Gebieten ist wieder direkt auf die Anhebung der Landoberfläche zurückzuführen. Auch im Bereich Nordrusslands, Eurasiens und den nordhemisphärischen Meereisregionen sind noch signifikante negative Strukturen zu finden. Hier ist vermutlich die Schnee-Albedo-Wechselwirkung verantwortlich.

Erwärmungsgebiete sind insbesondere über dem Nordpazifik, Alaska und dem nordöstlichen Sibirien konzentriert. Diese wurden auch teilweise bei früheren Arbeiten identifiziert.

Justino (2004) erklärt dieses Phänomen über Advektionsprozesse verbunden mit einer leichten positiven Anomalie im Wolkenstrahlungsantrieb des Topographie-Experimentes in diesem Bereich. Auch Rind (1988) führt Advektion aus Süden für die winterliche Erwärmung Alaskas an. Südliche Winde beschreiben auch Hall et al. (1995), allerdings ist Alaska in dieser Studie ein Abkühlungsgebiet. Die Autoren führen das auf die erfolgreiche Wiedergabe des Abflusses kalter Luft vom Eisschild durch die relativ hohe Modellauflösung (T42) im UGAMP-Modell zurück. Eine Abkühlung über Alaska fanden auch Kitoh und Murakami (2001) in ihrer Studie mit einem gekoppelten Modell, erklären sie aber mit Meereisbildung im Nordpazifik.

Die 2m-Temperatur weist im Sommer (Abb. 3.5a,d) nördlich von 30°N im Treibhausgas- und Albedo-Experiment signifikante Anomalien auf (Abb. 3.5). In geringerem Maße tragen auch die eiszeitlichen Orbitalparameter zur Gesamtanomalie bei (Abb. 3.5b).

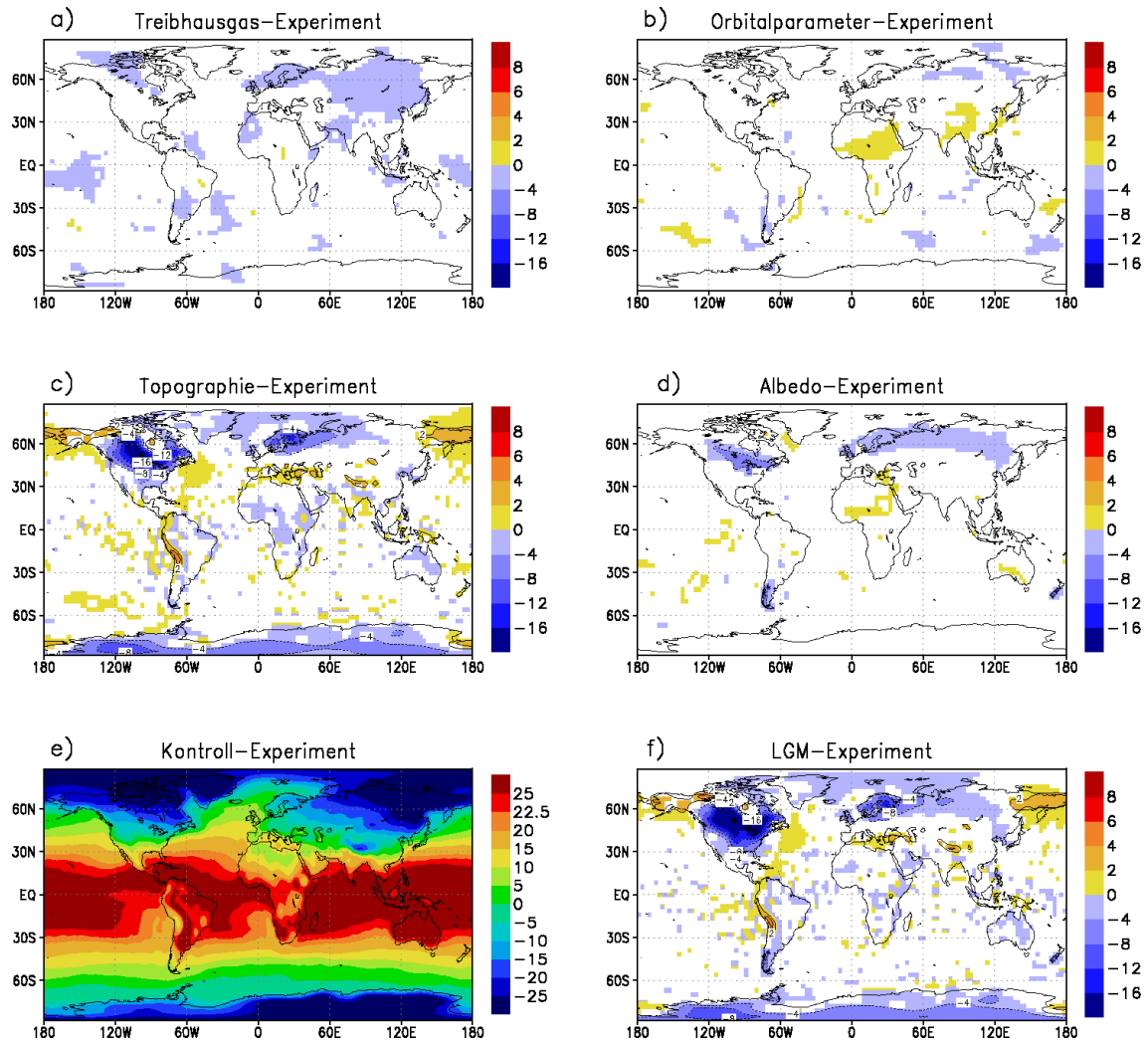


Abbildung 3.4: Wie Abb. 3.2, aber für die Wintersaison

Alle drei Experimente zeigen niedrigere nordhemisphärische Temperaturen während des glazialen Maximums. Die Maxima im Albedo-Experiment sind direkt über den Eisschilden zu finden und erreichen Höchstwerte von bis zu  $-23^{\circ}\text{C}$ . Auch über dem nördlichen Eurasien und in hohen Breiten der Nordhemisphäre findet großflächige Abkühlung statt, die auf die größere Ausdehnung der schneebedeckten Flächen zur Zeit des letzten glazialen Maximums zurückzuführen sind. Dass das Albedo-Experiment im Sommer eine deutlichere Abkühlung zeigt als im Winter, liegt an der höheren sommerlichen Einstrahlung insbesondere in den hohen Breiten der Nordhe-

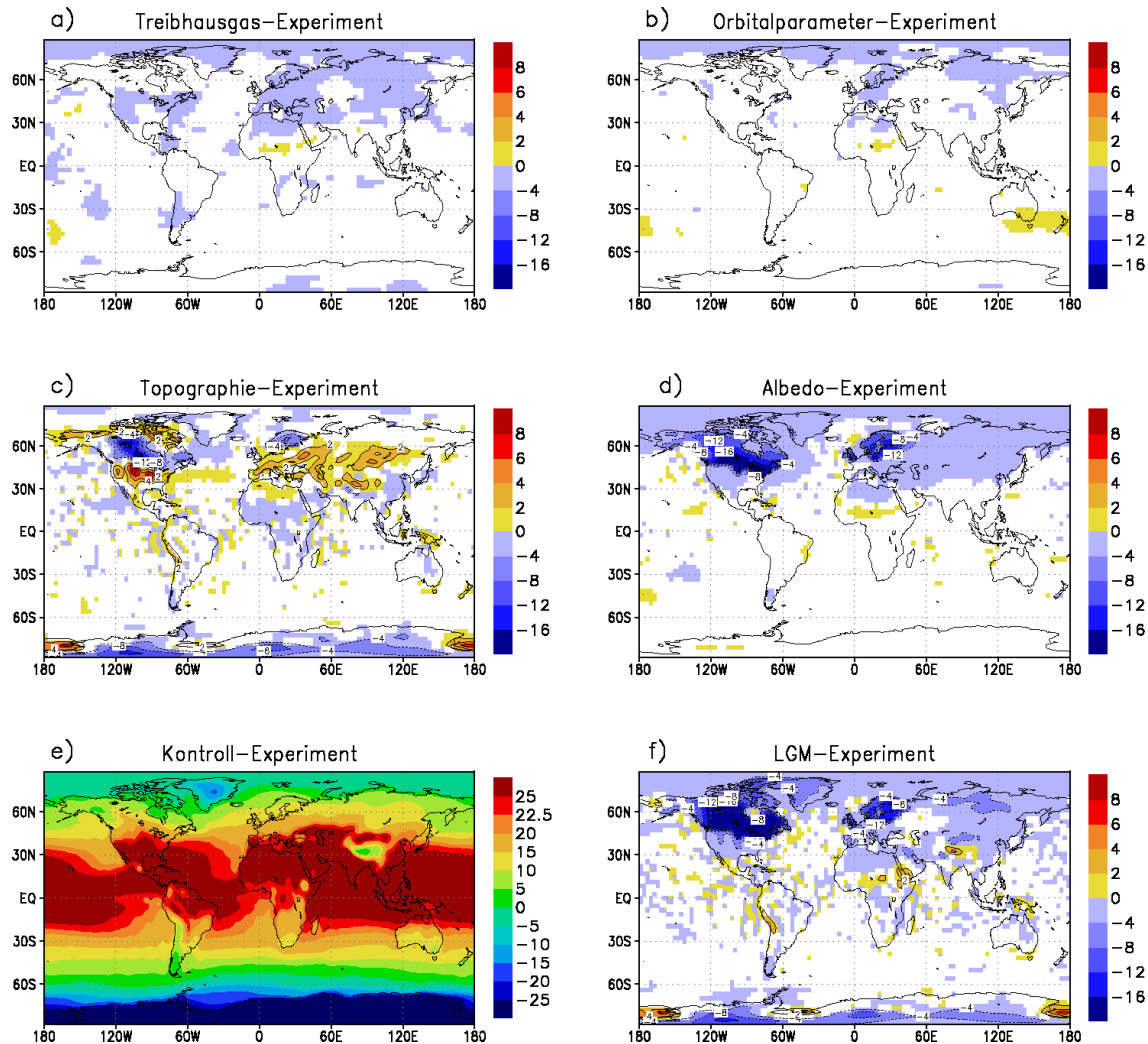


Abbildung 3.5: Wie Abb. 3.2, aber für die Sommersaison

misphäre und an der damit einhergehenden Eis-Albedo-Wechselwirkung. In der Südhemisphäre ist das Topographie-Experiment mit einer deutlichen Abkühlung über der Antarktis nahezu alleinbestimmend.

Die Antwort des Modells auf die eiszeitliche Topographie besteht neben der Abkühlung direkt über den Eisschilden in einer deutlichen Erwärmung sowohl südlich der Eisschilde als auch über dem gesamten eurasischen Kontinent (Abb. 3.5 c). Insbesondere die Erwärmungsgebiete südlich und südöstlich der Eisschilde sind in Überein-



stimmung mit bisherigen Erkenntnissen (Rind, 1987 und 1988; Shinn und Barron, 1989; Felzer et al., 1999). Die Autoren geben dafür in der Mehrzahl das großflächige Absinken von Luft und in einigen Gebieten auch Advektion aus Süden (Rind, 1987 und 1988) als Grund an.

Im LGM-Experiment wird diese Erwärmung nicht simuliert. Die Abkühlung durch die hohe Albedo über Eurasien ist durch die eiszeitliche Topographie aber zumindest gedämpft. Die vertikale Struktur und Ausdehnung der bisher diskutierten Temperaturanomalien ist Inhalt des folgenden Unterkapitels.

### 3.3 Veränderungen in der Vertikalstruktur

Bisher fanden sich über den Ozeanregionen kaum signifikante Anomalien. Durch die Beibehaltung der aktuellen Meeresoberflächentemperatur werden Anomalien in den untersten Schichten zu stark gedämpft. Anders verhält es sich, wenn die atmosphärische Antwort in höheren Schichten betrachtet wird. Dabei beschränkt sich die Analyse auf Topographie-, Albedo- und Gesamt-Experiment, da die Antwort des Modells auf die übrigen Randbedingungen auch in höheren Schichten nicht deutlicher ausfällt als an der Oberfläche (ohne Abbildung).

Der Vergleich mit den Jahresmitteln des Oberflächendruckes im Gesamt-Experiment (Abb. 3.6) zeigt, dass der Druck auf dem Gipfel des Eisschildes zwischen 500 hPa und 550 hPa beträgt. Bis zu dieser Höhe liegt die Abkühlung im zonalen Mittel bei  $-1.5^{\circ}\text{C}$  und mehr (ohne Abbildung).

Im Folgenden werden zunächst die Temperaturanomalien im 500hPa-Niveau untersucht, was einer Höhe direkt über den Eisschilden entspricht. Anschließend wird das 200hPa-Niveau betrachtet.

#### Temperaturanomalien im 500 hPa-Niveau

Die zonalen Mittel der 500hPa-Temperaturanomalien zeigt Abbildung 3.7. Nördlich von  $30^{\circ}\text{N}$  finden sich die stärksten Anomalien im Sommer, sowohl im Topographie- als auch im Albedo-Experiment. Während im Topographie-Experiment eine Erwärmung simuliert wird, deren geographische Breite mit der der Eisschilde übereinstimmt, zeigt das Albedo-Experiment in diesem Bereich eine gegenläufige Anomalie. Diese wird auch im Gesamt-Experiment simuliert und ist hier sogar verstärkt. Wodurch entstehen die gegengerichteten Anomalien der beiden Einzelexperimente und die Nichtlinearität im Gesamt-Experiment?

Ein möglicher Grund für die positive Anomalie aus dem Topographie-Experiment in hohen Breiten könnte sein, dass die erhöhte Landmasse die Atmosphäre durch langwellige Abstrahlung in Schichten erwärmt, die im Kontrolllauf in der freien Atmosphäre liegen und hier somit deutlich kälter sind.

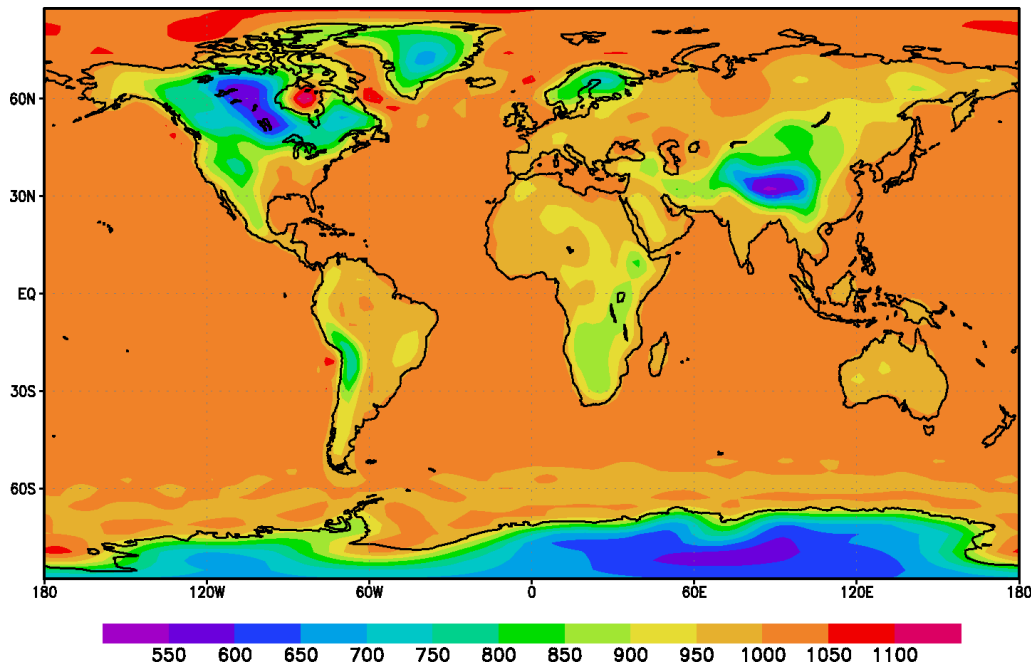


Abbildung 3.6: Jahresmittel des Oberflächendruckes im LGM-Experiment [hPa] in  $T42$

Wird im Modell auch die eiszeitliche Albedo berücksichtigt, sind dieselben Landflächen kälter, wodurch ihre langwellige Abstrahlung deutlich abnimmt. Im Gesamt-Experiment weist die Antwort des Modells eine deutlichere Abkühlung auf als die Summe der Einzelexperimente.

Die beiden zugrundeliegenden Prozesse - sowohl die Erwärmung durch die langwellige Oberflächenabstrahlung im Topographie-Experiment als auch die Abkühlung aufgrund des Albedo-Effektes brauchen die solare Einstrahlung, um wirksam zu werden. Sie kommen deshalb insbesondere in den Sommermonaten zur Geltung, wenn auch in den höheren Breiten ausreichend solare Einstrahlung vorhanden ist.

Die Nichtlinearitäten werden beim Vergleich von Gesamt-Experiment und berechneter Summe der vier Einzelexperimente deutlich (Abb. 3.7 c,d). Während im Winter allgemein meridionale Gradienten der berechneten Summe im Gesamt-Experiment abgeschwächt werden, führt im Sommer die Anpassung aller Randbedingungen an Eiszeitniveau zu einer Südverschiebung der Abkühlung. Sie liegt im Gesamt-Experiment genau in derselben geographischen Breite wie die großen Landeisschilde, während die Summe der Einzelexperimente ein Maximum weiter nördlich aufweist.

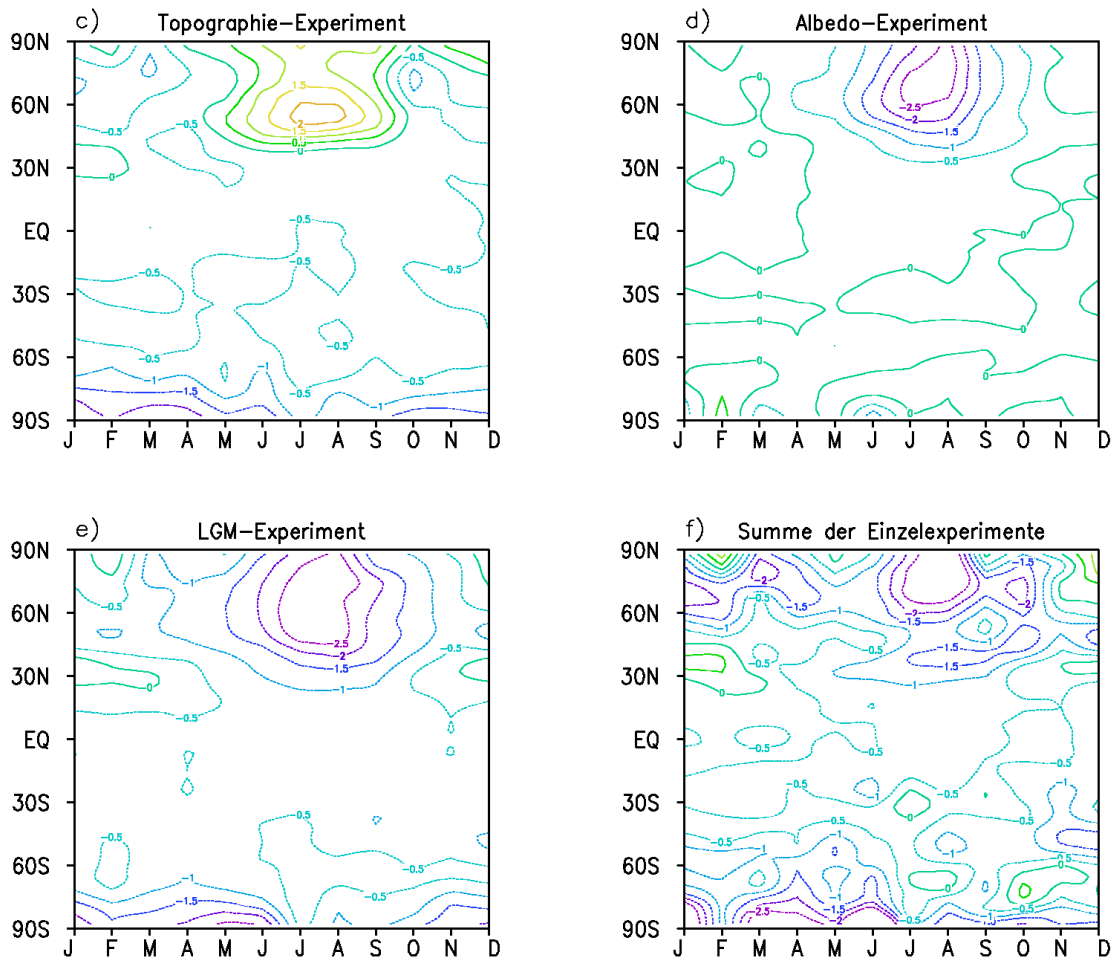


Abbildung 3.7: Jahresgang der zonal gemittelten 500 hPa-Temperaturanomalien [ $^{\circ}\text{C}$ ] in T42: a) Topographie-Experiment, b) Albedo-Experiment, c) Gesamt-Experiment. Die Summe der Einzelexperimente ist in d) gezeigt.

Die beschriebenen sommerlichen Temperaturanomalien im Topographie-, Albedo- und Gesamt-Experiment werden nun auf einem globalen Gitter dargestellt, um ihre räumliche Struktur zu erhalten (Abb. 3.8).

Die positiven Anomalien des Topographie-Experimentes konzentrieren sich insbesondere über den nordhemisphärischen Kontinenten mit Maxima direkt über den Eisschilden, wodurch die obige Interpretation unterstützt wird. Aber auch Europa und Zentralasien weisen eine großflächig Erwärmung auf. Da hier keine Erhöhung

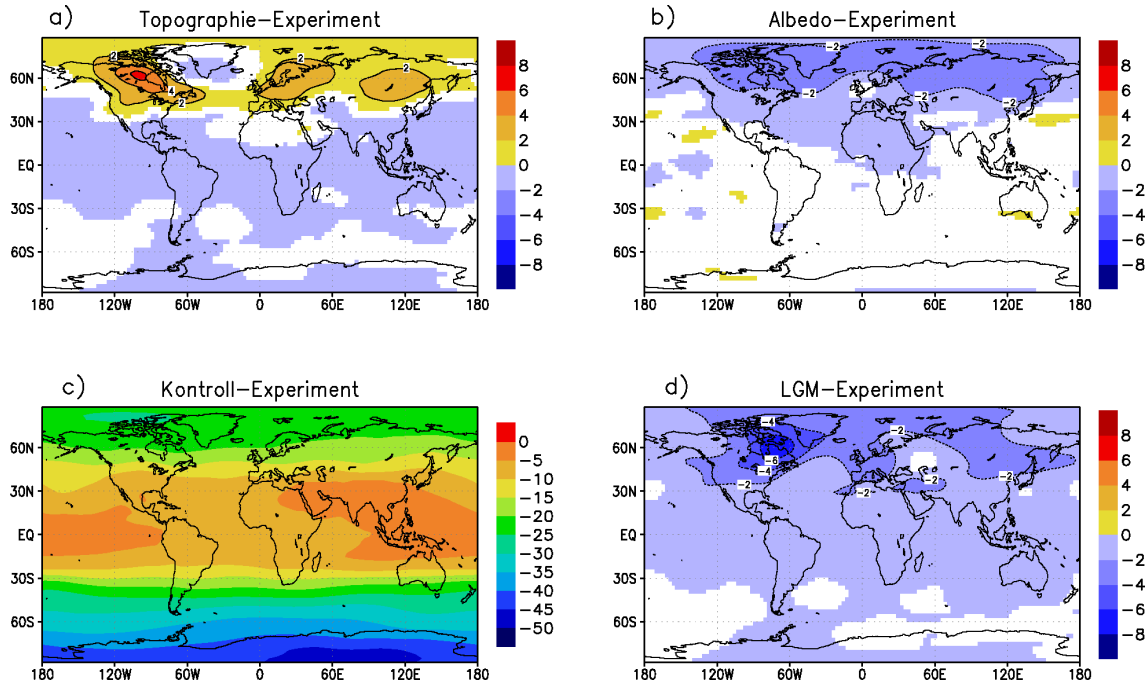


Abbildung 3.8: Sommermittel der Temperaturanomalien im 500 hPa-Niveau [ $^{\circ}\text{C}$ ] in T42: a) topo, b) alb, c) ctrl und d) LGM. Die Werte im Kontroll-Experiment stellen Absolutwerte dar, die der Sensitivitätsexperimente sind Anomalien bezogen auf das Kontroll-Experiment. Eingefärbte Flächen sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

der Landoberfläche stattfindet, müssen Advektionsprozesse für diese Erwärmung verantwortlich sein.

Im Albedo-Experiment ist der gesamte Bereich nördlich von  $30^{\circ}\text{N}$  von Abkühlung betroffen. Das Maximum liegt auch hier über dem laurentidischen Eisschild mit Anomalien bis  $-6^{\circ}\text{C}$ , vergleichbar der maximalen Erwärmung von  $+6^{\circ}\text{C}$  im Topographie-Experiment.

Im Gesamt-Experiment liegen die Gebiete maximaler Abkühlung über den Höhenmaxima des Eisschildes. Über den Ozeanen wird eine leichte Abkühlung in niederen Breiten deutlich, die bei der 2m-Temperatur nicht gefunden werden konnte und durch die eiszeitliche Topographie hervorgerufen wird (Abb. 3.8 a,d). Es ist anzunehmen, dass sich diese Abkühlung bei Anpassung der Meeresoberflächentemperatur an eiszeitliche Gegebenheiten auch in tiefere Schichten erstrecken würde.

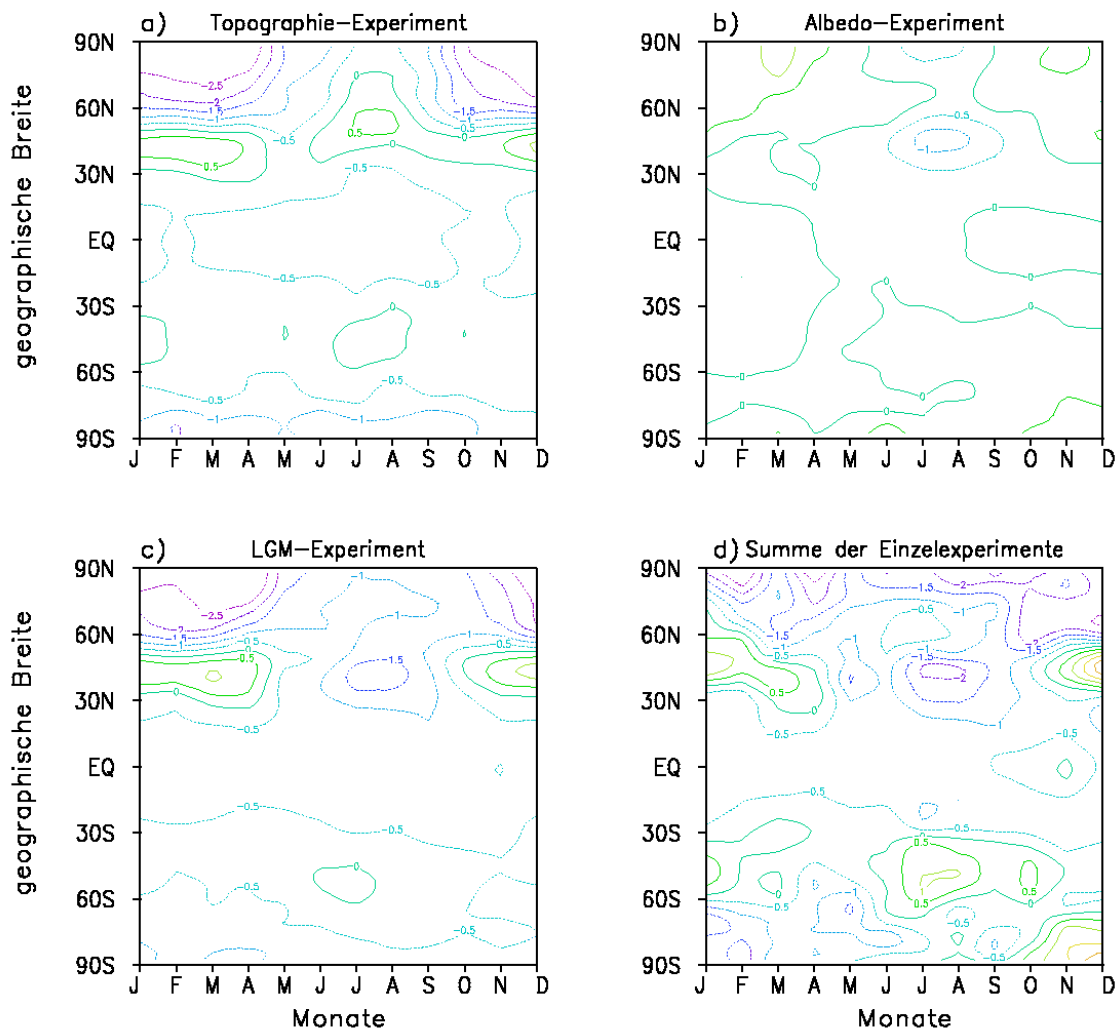


Abbildung 3.9: Wie Abb. 3.7, aber für 200 hPa

#### Temperaturanomalien im 200 hPa-Niveau

Die diskutierten Temperaturanomalien haben eine vertikale Erstreckung bis in die mittlere Troposphäre, danach kehrt sich ihr Vorzeichen in fast allen betrachteten Experimenten um. In der oberen Troposphäre findet im Topographie-Experiment Abkühlung vor allem in hohen Breiten statt, die eiszeitliche Albedo hat hier kaum einen Einfluss.

In der oberen Troposphäre zeigt sich demnach ein völlig anderes Bild als in den oberflächennahen Schichten. Deshalb sollen abschließend die Anomalien in der Höhe des 200 hPa-Niveaus untersucht werden (Abb. 3.9). Im Albedo-Experiment ist die Antwort des Modells in dieser Höhe deutlich geringer als in Oberflächennähe. Nur ein kleines Gebiet mit Abkühlungswerten bis  $-1^{\circ}\text{C}$  ist vom sommerlichen Maximum übrig geblieben (Abb. 3.9 b). Im Topographie-Experiment (Abb. 3.9 a) hat sich die Struktur der Anomalien auch deutlich verändert, erreicht aber noch Amplituden bis  $-2.5^{\circ}\text{C}$ . Das Maximum liegt jetzt im Winter in hohen Breiten, also nördlich der Breite der Eisschilde. Zwischen  $30^{\circ}\text{N}$  und  $50^{\circ}\text{N}$  befindet sich ein Band leicht positiver Anomalien mit Maxima im Sommer und Winter. Die Amplitude dieser positiven Anomalien ist aber mit  $-0.5^{\circ}\text{C}$  recht gering.

Im Gesamt-Experiment (Abb. 3.9 c) dominiert wieder der Topographie-Effekt im Winter, wohingegen im Sommer die Albedo der bestimmende Faktor ist. Der Vergleich von Gesamt-Experiment und berechneter Summe (Abb. 3.9 c,d) zeigt deutliche Unterschiede im Sommer.

Wieder kann man eine gewisse Nichtlinearität der Anomalien erkennen, die aber von unterschiedlicher Struktur ist als in niedrigeren Schichten. Im Gesamt-Experiment ist die Abkühlung geringer als in der Summe der Einzelexperimente, was im Gegensatz zu den Ergebnissen für das 500 hPa-Niveau steht.

### 3.4 Sensitivität gegenüber der horizontalen Modellauflösung

Ein wichtiges Kriterium bei jeder Modellstudie ist die Wahl der Modellauflösung. Wird sie zu fein gewählt, steigt die Rechenzeit ins Unermessliche, ist sie aber zu grob, werden wichtige Strukturen nicht aufgelöst, Ergebnisse werden fehlerhaft und in der Folge unbrauchbar.

Die Sensitivität gegenüber der horizontalen Modellauflösung wurde bisher weitgehend aus der Diskussion ausgeklammert, indem fast ausschließlich Ergebnisse für T42 gezeigt wurden. Sie ist deshalb Thema dieses Abschnittes.

Einige Aspekte zum Einfluss der horizontalen Modellauflösung auf die Temperaturanomalien in zwei Meter Höhe wurden bereits in Abschnitt 3.1 genannt. Die globalen Mittel im Treibhausgas-, Topographie- und Gesamt-Experiment wurden dabei mit höherer Auflösung im Allgemeinen größer (vergleiche Tab. 3.1). Am größten war die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung im Topographie-Experiment, da die Topographie beim Übergang zu anderen Gitterweiten auch die größten Veränderungen erfährt. Abweichungen von reiner Additivität sind bei allen Auflösungen festzustellen. Die Werte für die Nordhemisphäre verhalten sich sehr ähnlich wie das globale

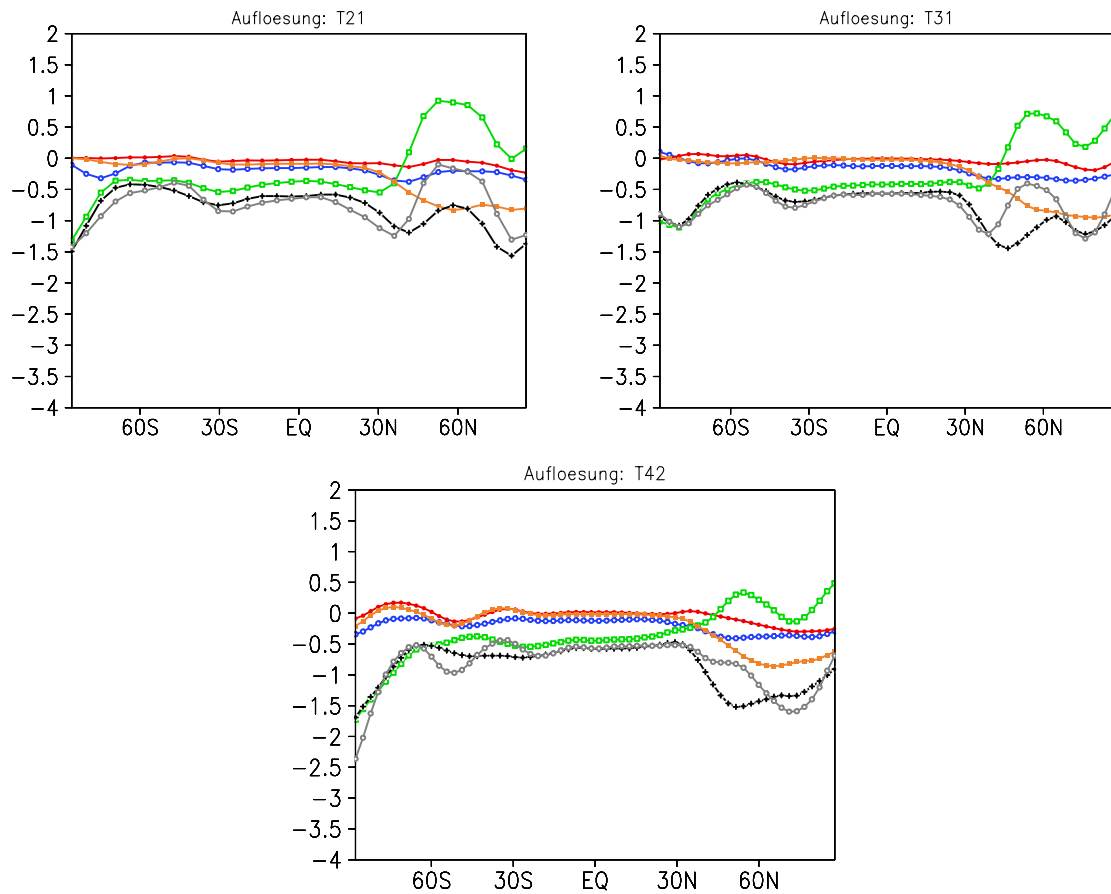


Abbildung 3.10: Jahresmittel der zonal gemittelten 500hPa-Temperaturanomalien [°C] der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in den verschiedenen Auflösungen:

a) T21, b) T31, c) T42. Es ist

blau = ghg (Treibhausgas-Experiment)

rot = orbi (Orbitalparameter-Experiment)

grün = topo (Topographie-Experiment)

orange = alb (Albedo-Experiment)

schwarz = LGM (Gesamt-Experiment)

grau = sum (Summe der vier Einzelerperimente)

Mittel, bezüglich der Werte der Südhemisphäre konnte kein systematischer Zusammenhang mit der Wahl der Modellauflösung festgestellt werden.

Die zonalen Mittel der 2m-Temperaturanomalien im Topographie-Experiment (vergleiche Abb. 3.1) zeigten auch eine gewisse Sensitivität gegenüber der Wahl der Modellauflösung. Bei T21 waren die positiven Anomalien südlich der Eisschilde am deutlichsten, die Amplitude der Abkühlung direkt über den Eisschilden nahm mit höherer Auflösung zu, entsprechend der zunehmenden Höhe der Eisschilde bei feinerem Gitter.

Nun wird eine vergleichbare Diskussion bezüglich der Temperaturanomalien in höheren Schichten durchgeführt.

#### Temperaturanomalien im 500 hPa-Niveau

Um die räumliche Struktur dieser Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellauflösungen diskutieren zu können, sind in Abbildung 3.10 zunächst zonale Mittel der Temperaturanomalien im 500 hPa-Niveau dargestellt. Wie auch in zwei Meter Höhe zeigen Treibhausgas- und Orbitalparameter-Experiment kaum Breitenabhängigkeit und allgemein Anomalien von geringer Amplitude. Topographie- und Albedo-Experiment erzeugen nördlich von 30°N gegenläufige Anomalien. Im Gesamt-Experiment kompensieren sich die Einflüsse von Albedo und Topographie nicht, sondern die Anomalien weisen wie im Albedo-Experiment negative Werte auf. Dabei macht sich die in Abschnitt 3.3 beschriebene Nichtlinearität bemerkbar. Die Abkühlung im Bereich der Eisschilde ist im Gesamt-Experiment stärker als in der Summe der Einzelexperimente.

Wie hängen nun diese Strukturen von der Wahl der horizontalen Modellauflösung ab? In den hohen Breiten der Nordhemisphäre weisen die Topographie-Experimente in den verschiedenen Auflösungen unterschiedliche Vorzeichen der Antwort auf, wo die Gittermaschen sehr klein werden. Die Amplitude der Erwärmung im Topographie-Experiment ist aber ebenfalls abhängig von der Modellauflösung. Sie ist insbesondere in den mittleren Breiten in T42 deutlich geringer als bei niedriger Auflösung.

Interessant ist der Verlauf der Kurven von Gesamt-Experiment und Summe der Einzelexperimente. Während das Gesamt-Experiment bei T21-Auflösung im gesamten Bereich nördlich von 30°N eine stärkere Abkühlung erzeugt als die Summe der vier Einzelexperimente, gilt das bei T31 und T42 nur zwischen 30°N und 40°N. Nördlich davon überschätzt die Summe der Einzelexperimente das Ergebnis des LGM-Experimentes. Diese Überschätzung erfolgt bei T31 nördlich des Eisschildrandes, bei T42 bereits ab ca. 60°N.



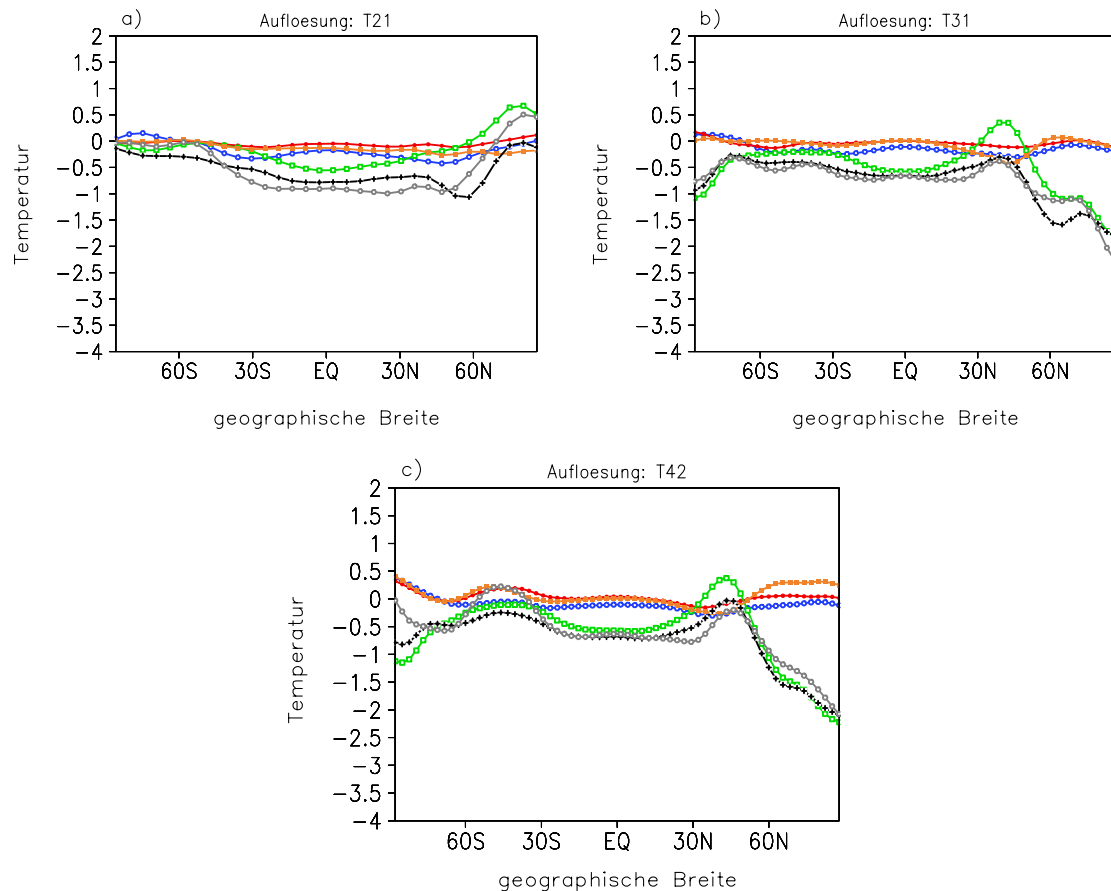


Abbildung 3.11: Wie Abb. 3.11, aber für 200 hPa

#### Temperaturanomalien im 200 hPa-Niveau

In der oberen Troposphäre (200 hPa, Abb. 3.11) sind die Temperaturanomalien in T31 und T42 nahezu identisch, während in T21 ein völlig anderes Bild in hohen Breiten entsteht. In der Nordhemisphäre sind diese Diskrepanzen zwischen den Temperaturanomalien in T21 und in höheren Auflösungen am deutlichsten.

Die Untersuchung des Jahresgangs (ohne Abbildung) zeigt, dass diese Strukturen insbesondere in der Wintersaison des Topographie-Experimentes auftreten. Dabei entstehen die niedrigen Temperaturen der hohen Breiten insbesondere im Bereich nördlich des laurentidischen Eisschildes, die höheren Temperaturen weiter südlich haben ihr Maximum über dem eurasischen Kontinent (ohne Abbildung).

In dieser Höhe hat auch im Experiment mit eiszeitlicher Albedo die Wahl der Auflösung einen gewissen Einfluss auf die Ergebnisse (Abb. 3.11, orangefarbene Linie). Es

entstehen hier Erwärmungsgebiete in den hohen Breiten beider Hemisphären, wenn zu höherer Auflösung übergegangen wird.

Das lässt für die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung die Schlussfolgerung zu, dass in allen betrachteten Schichten die Unterschiede vor allem beim Übergang von T21 auf T31 entstehen. Die weitere Erhöhung der Auflösung auf T42 zieht nur geringfügige Veränderungen nach sich. Meist verstärken sich dabei bestehende Strukturen.

### 3.5 Die Bedeutung der Wolken im letzten glazialen Maximum

Im vorigen Abschnitt wurden die Unterschiede zwischen den Experimenten verschiedener Modellauflösung diskutiert. Die verschiedenen physikalischen Prozesse im Klimasystem finden auf allen räumlichen und zeitlichen Skalen statt. Einige Prozesse sind zu kleinskalig, um vom Modell direkt aufgelöst werden zu können. Diese Prozesse heißen subskalige Prozesse und müssen parameterisiert werden. Mit Änderungen in der Auflösung des Modells müssten strenggenommen auch alle Parameterisierungen der subskaligen Prozesse angepasst werden. In einigen Fällen wird das versucht, oft werden aber die Parameterisierungen der Einfachheit wegen beim Übergang zu einer anderen Auflösung beibehalten. Dadurch können Fehler entstehen, die bei der vorherigen Modellauflösung nicht aufgetreten sind.

Beispiele für subskalige Prozesse sind die Bildung und Auflösung von Wolken sowie die mit ihnen verbundenen Wettererscheinungen, insbesondere der Niederschlag. Wolken und Niederschlag sind in den unterschiedlichen Modellen, aber auch in einem Modell bei verschiedenen Auflösungen unterschiedlich repräsentiert, denn die Parameterisierung von Wolken ist bis heute noch eines der Hauptprobleme der Modellierung (Manabe und Broccoli, 1985a; Rind, 1988; Dong und Valdes, 1998). Daher kann auch die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung bei unterschiedlichen Modellen unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Sowohl Rind (1988) als auch Dong und Valdes (1999) führen die auflösungsbedingten Unterschiede ihrer Modellstudien auf Prozesse im hydrologischen Kreislauf wie Konvektion und Verdunstung (Rind, 1988) sowie unterschiedliche Wolkenparameterisierungen (Dong und Valdes, 1999) zurück.

Wolken sind für die Ausprägung des Klimas von entscheidender Bedeutung. Sie sind ein wichtiger Bestandteil des hydrologischen Kreislaufs und stellen eine Verbindung zwischen Verdunstungsprozessen an einem Ort und Niederschlag an einem anderen Ort dar, da sie das gespeicherte Wasser über weite Distanzen transportieren können. Außerdem beeinflussen sie die Strahlungsbilanz der Erde.

Der sogenannte Wolkenstrahlungsantrieb besteht aus einem langwelligen und einem

kurzwelligem Anteil. Der langwellige Anteil entsteht insbesondere durch hohe Wolken, die die langwellige Abstrahlung der Erdoberfläche absorbieren, aufgrund ihrer geringen Wolkenoberkantentemperatur aber nur einen kleinen Teil davon wieder zurück in den Weltraum abstrahlen. Der kurzwellige Anteil entsteht insbesondere durch tiefe, optisch dicke Wolken. Diese reflektieren das einfallende Sonnenlicht aufgrund ihrer hohen Albedo. Es ist demnach ersichtlich, dass der kurzwellige Anteil, auch der Albedoeffekt genannt, abkühlend auf das Klima wirkt, während der langwellige Anteil oder Treibhauseffekt eine erwärmende Wirkung hat. Im Mittel wirken Wolken im heutigen Klima abkühlend, aber je nach den global gemittelten Wolkeneigenschaften wie Höhe, Bedeckungsgrad, Flüssigwassergehalt und anderen Strahlungseigenschaften können Wolken theoretisch in einem anderen Klima auch eine erwärmende Wirkung haben. Insbesondere ist ihr Effekt nicht nur von den Wolken selbst abhängig, sondern beispielsweise auch von der Albedo des Erdbodens, weshalb selbst bei unveränderten Bewölkungsmustern ihr Strahlungsantrieb verändert werden kann (Hewitt und Mitchell, 1997).

Broccoli und Manabe (1985a) untersuchten das Klima des letzten glazialen Maximums mit zwei Versionen desselben Modells, eine mit fixierter und eine mit variabler Bewölkung, um den Einfluss der Wolken auf die Temperaturanomalien diskutieren zu können. Sie simulierten in mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre eine geringere Bewölkung zur Zeit des letzten glazialen Maximums, vermutlich aufgrund der Präsenz der Eisschilde. Im Bereich zwischen 10°N und 40°S dagegen nahm in dieser Studie die Bewölkung zu. Während die Abnahme der Bedeckung in höheren Breiten aufgrund der hohen Albedo der Schnee- und Eisflächen dort wenig Einfluss auf die Temperaturen hat, spielt die verringerte Bedeckung in niederen Breiten eine wichtige Rolle. Die Abkühlung war deshalb in der Modellversion mit variabler Bewölkung etwas stärker.

Zu einem anderen Ergebnis kamen Hewitt und Mitchell (1997). Sie untersuchten Zusammenhänge zwischen Änderungen in der Bewölkung und der Lufttemperatur zur Zeit des letzten glazialen Maximums mit dem UKMO-Hadley-Center-Modell und kamen zu dem Schluss, dass Veränderungen in der Bewölkung zur Zeit des letzten glazialen Maximums einen dämpfenden Einfluss auf die Abkühlung hatten.

In der vorliegenden Arbeit sind die Bewölkungsanomalien eher denjenigen aus der Studie von Broccoli und Manabe (1985a) ähnlich. In den unteren Schichten fallen vor allem positive Anomalien der Bewölkung in niederen Breiten auf. Durch den Albedoeffekt ziehen diese eine gewisse Abkühlung der betreffenden Regionen nach sich. Im 850 hPa-Niveau (Abb. 3.12b) erstrecken sich negative Anomalien nahezu über die gesamten hohen Breiten der Nordhemisphäre. Da es sich hauptsächlich um Meereisflächen oder um eis- und schneebedeckte Landgebiete handelt, ist hier auch die Oberflächenalbedo mit 60% bis 80% sehr hoch. Ob durch die vermehrte

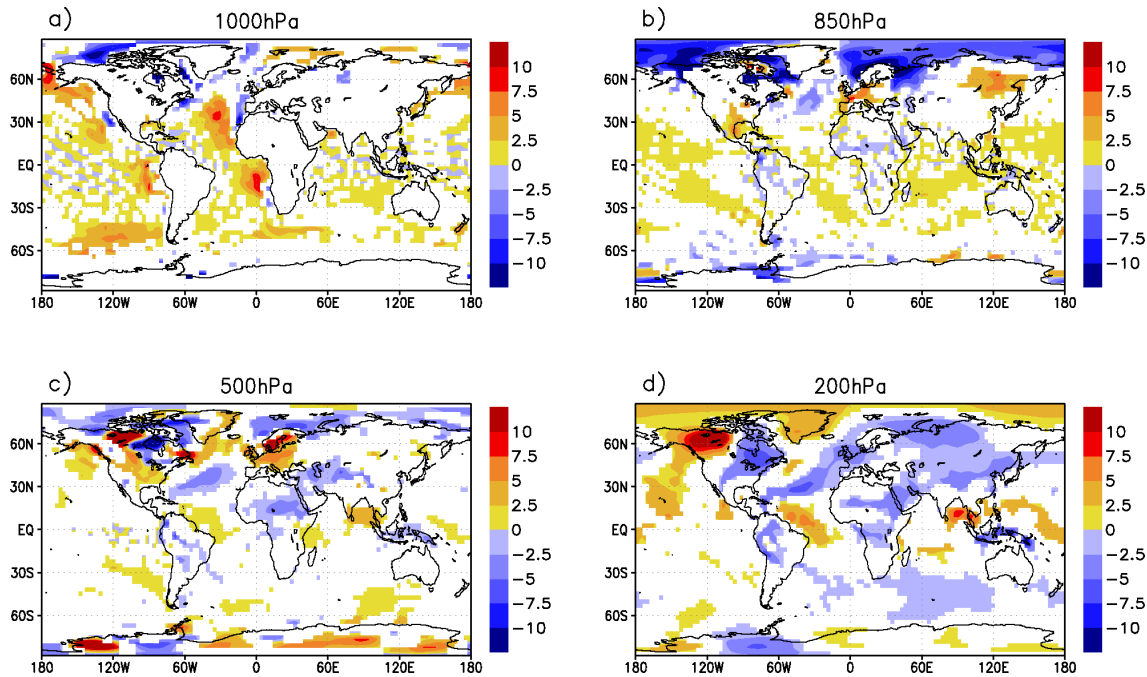


Abbildung 3.12: Jahresmittel der Bewölkungsanomalien [%] im Gesamt-Experiment in T42: a) 1000 hPa, b) 850 hPa, c) 500 hPa, d) 200 hPa

tiefe Bewölkung hier eine Abkühlung stattfindet, ist deshalb sehr fraglich. Hewitt und Mitchell (1997) betonen, die Trennung von Wolken- und Bodenalbedo-Effekten sei insbesondere für das letzte glaziale Maximum recht schwierig. Wolken über den Eisschilden haben grundsätzlich eine erwärmende Wirkung, da sie gegen die hohe Albedo der Oberfläche abschirmen (Dong und Valdes, 1999). Demnach würde die Abnahme der tiefen Bewölkung in der vorliegenden Arbeit die ohnehin vorhandene Abkühlung noch verstärken.

Im 500 hPa-Niveau (Abb. 3.12c) findet eine Zunahme der Bewölkung über dem nordwestlichen und südlichen Teil des nordamerikanischen Kontinents sowie über dem Nordatlantik und Europa statt. In noch höheren Schichten nimmt die Bewölkung vor allem über dem nordwestlichen Nordamerika zu. Die negativen Anomalien sind in den hohen Schichten insbesondere im östlichen Nordamerika, dem südlichen Nordatlantik sowie der eurasischen Landmasse konzentriert. Hohe Wolken haben über ihre Treibhauseffekte einen erwärmenden Effekt. Die Wirksamkeit des Treibhauseffektes hängt aber von der langwelligen Abstrahlung der Erdoberfläche ab. Da diese in der Meereisregion und im Gebiet der Eisschilde sehr eingeschränkt ist, bleibt es fraglich, wie stark sich Veränderungen auch in der hohen Bewölkung überhaupt auswirken können. Die Abnahme der hohen Wolken über Eurasien und den

Kontinenten niederer Breiten sollte aber eine gewisse Abkühlung mit sich bringen.

Wie hängen die Bewölkungsanomalien von der Wahl der horizontalen Modellauflösung ab? Die Parameterisierungen der Wolken wurden beim Wechsel zwischen verschiedenen Modellauflösungen nicht verändert. Die größte Sensitivität gegenüber der Gitterweite besteht in hohen Schichten. Die Anomalien der Bewölkung in 200 hPa (Abb. 3.13) sind insbesondere in hohen Breiten der Nordhemisphäre bei T21 und T42 von umgekehrtem Vorzeichen. In diesem Bereich bestand auch bei den Temperaturanomalien die größte Sensitivität gegenüber der Modellauflösung (Kapitel 3.4). Die Unterschiede entstehen wiederum beim Übergang von T21 auf T31.

Ein weiterer Diskussionspunkt in vielen früheren Studien zum Klima des letzten glazialen Maximums ist der indische Sommermonsun. Die meisten Autoren finden eine Abschwächung des Monsuns durch die negativen Temperaturanomalien über dem eurasischen Kontinent und dem daraus resultierenden geringeren Land-See-Temperaturkontrast. Felzer et al. (1998 und 1999) machen dafür Meereisbildung im Nordatlantik verantwortlich. Diese entsteht bei Einführung der glazialen Eisschilde und der Absenkung des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalts. Eine stärkere Meereisbedeckung im Nordatlantik zieht über Advektionsprozesse eine deutliche Abkühlung in Asien nach sich (Felzer et al., 1998 und 1999). Ein weiterer Mechanismus, der zur Abschwächung des indischen Sommermonsuns beiträgt, ist die positive Rückkopplung aus der Abnahme des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes (Bush und Philander, 1999; Shin et al., 2003). Die Abkühlung hat insbesondere in den Tropenregionen eine Reduzierung der Luftfeuchtigkeit zur Folge. Wasserdampf ist aber das wichtigste atmosphärische Treibhausgas - eine Reduzierung des Wasserdampfgehaltes zieht somit einen geringeren Treibhauseffekt und niedrigere Temperaturen nach sich. Den genannten Ergebnissen widersprechen z. B. Lorenz et al. (1996). Mit einer früheren Version des ECHAM-Modells (ECHAM 3) in T42-Auflösung fanden diese Autoren keine Abschwächung des asiatischen Sommermonsuns. Sie schreiben dem nordatlantischen Meereis auch allgemein eine geringere Bedeutung zu als die meisten anderen Autoren, indem sie die Abkühlung des Nordatlantiks in erster Linie in Advektionsprozessen begründet sehen.

Bei der vorliegenden Arbeit zeigen die Temperaturanomalien hinsichtlich des eiszeitlichen Sommermonsuns keine eindeutige Struktur (Abb. 3.2).

Die Luftfeuchte nimmt in der gesamten Troposphäre ab, im Bereich Indiens sind diese Feuchteanomalien aber eher geringer als in den anderen Gebieten dieses Breitengrades (ohne Abbildung). Auch die Antwort der Bewölkung (vgl. Abb. 3.12) ist im Bereich Indiens nicht eindeutig.

Einerseits stützt das Fehlen einer deutlichen Abschwächung des Monsuns bei der vorliegenden Arbeit die These von Felzer et al. (1998 und 1999), die für diesen Prozess insbesondere Abkühlung und Meereisbildung im Nordatlantik verantwortlich

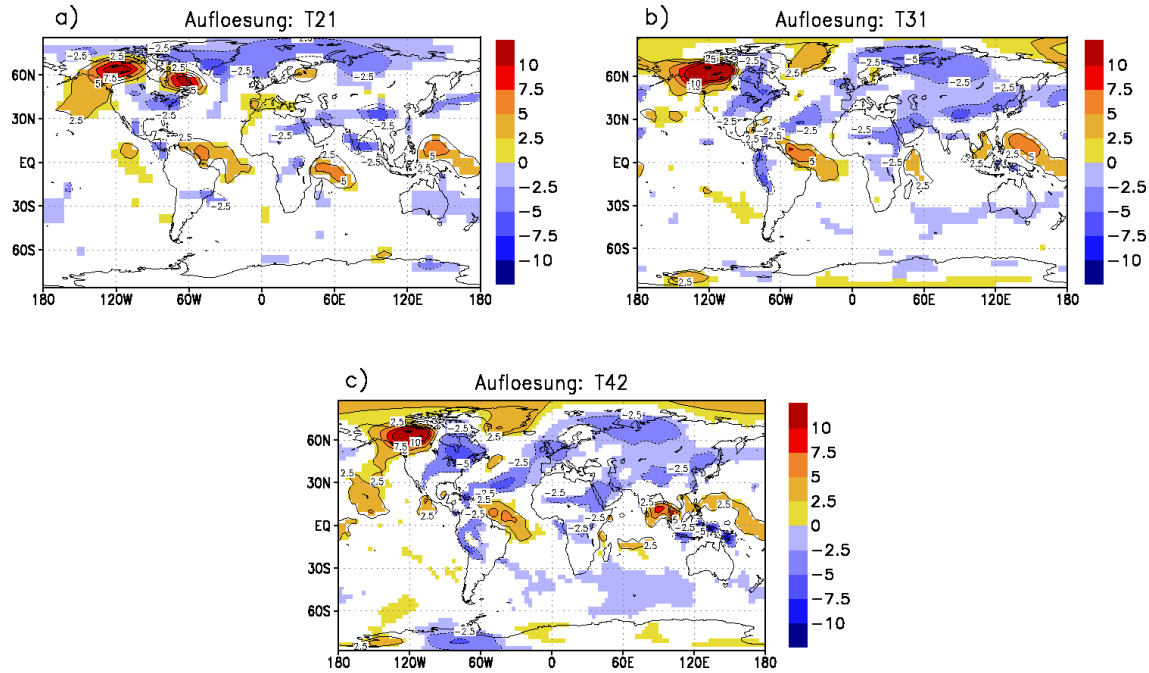


Abbildung 3.13: Jahresmittel der Bewölkungsanomalien im 200hPa-Niveau [%] im Gesamt-Experiment in den verschiedenen Modellauflösungen: a) T21, b) T31, c) T42

machen. Die Grundlage dafür ist in der vorliegenden Arbeit von vornherein aufgrund der Modellkonfiguration nicht gegeben. Andererseits haben aber auch Lorenz et al. (1996) mit dem ECHAM-Modell unter Einbeziehung der eiszeitlichen Meeresoberflächentemperaturen keine Abschwächung des Monsuns gefunden. Das Thema wird bei der Diskussion der atmosphärischen Zirkulation in Kapitel 4.1 und der Niederschlagsfelder in Kapitel 5.3 erneut behandelt werden.

## Kapitel 4

# Die Antwort der zeitlich gemittelten atmosphärischen Zirkulation

### 4.1 Veränderungen im Oberflächendruckfeld

Im vorangegangenen Kapitel wurden die eiszeitlichen Temperaturanomalien aus den verschiedenen Sensitivitätsexperimenten verglichen. Diese entstehen zum einen durch lokale Effekte wie die Eis-Albedo-Wechselwirkung. Zum anderen sind aber auch Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation und die damit einhergehende Warm- oder Kaltluftadvektion für die Temperaturänderungen verantwortlich. In diesem Unterkapitel werden weitere atmosphärische Größen wie Druck oder Zonalströmung untersucht, die Aussagen über die atmosphärische Zirkulation des letzten glazialen Maximums erlauben.

Für die Oberflächendruckfelder wurde dabei ein zusätzlicher Schritt in der Datenbearbeitung notwendig. Durch die Existenz der Landeisschilde wird ein beträchtliches Luftvolumen verdrängt. Die Luft ist gezwungen, in höhere Schichten auszuweichen, was einer leichten Anhebung der gesamten Atmosphäre gleichkommt. Das hat einen globalen Druckanstieg von rund 8 hPa im Gesamt-Experiment zur Folge. Manabe und Broccoli (1985b) weisen darauf hin, dass durch diese globale Druckzunahme die Treibhauskapazität der Modellatmosphäre höher ist, was zu einer leichten Erwärmung führt. In ihrer Arbeit zog eine globale Druckänderung von 15 hPa zwischen Kontroll- und Sensitivitätsexperiment aber lediglich eine Erwärmung von  $0.04^{\circ}\text{C}$  nach sich. Da in der vorliegenden Arbeit der Meeresspiegel nicht abgesenkt wurde, ist der Druckanstieg und vermutlich auch die damit einhergehende Erwärmung sogar noch geringer. Deshalb werden im Folgenden nur die relativen Druckunterschiede zwischen dem eiszeitlichen und heutigen Klima untersucht. Die global gemittelte Druckzunahme wurde noch vor Durchführung der Signifikanztests von den Topographie- und Gesamt-Experimenten abgezogen.

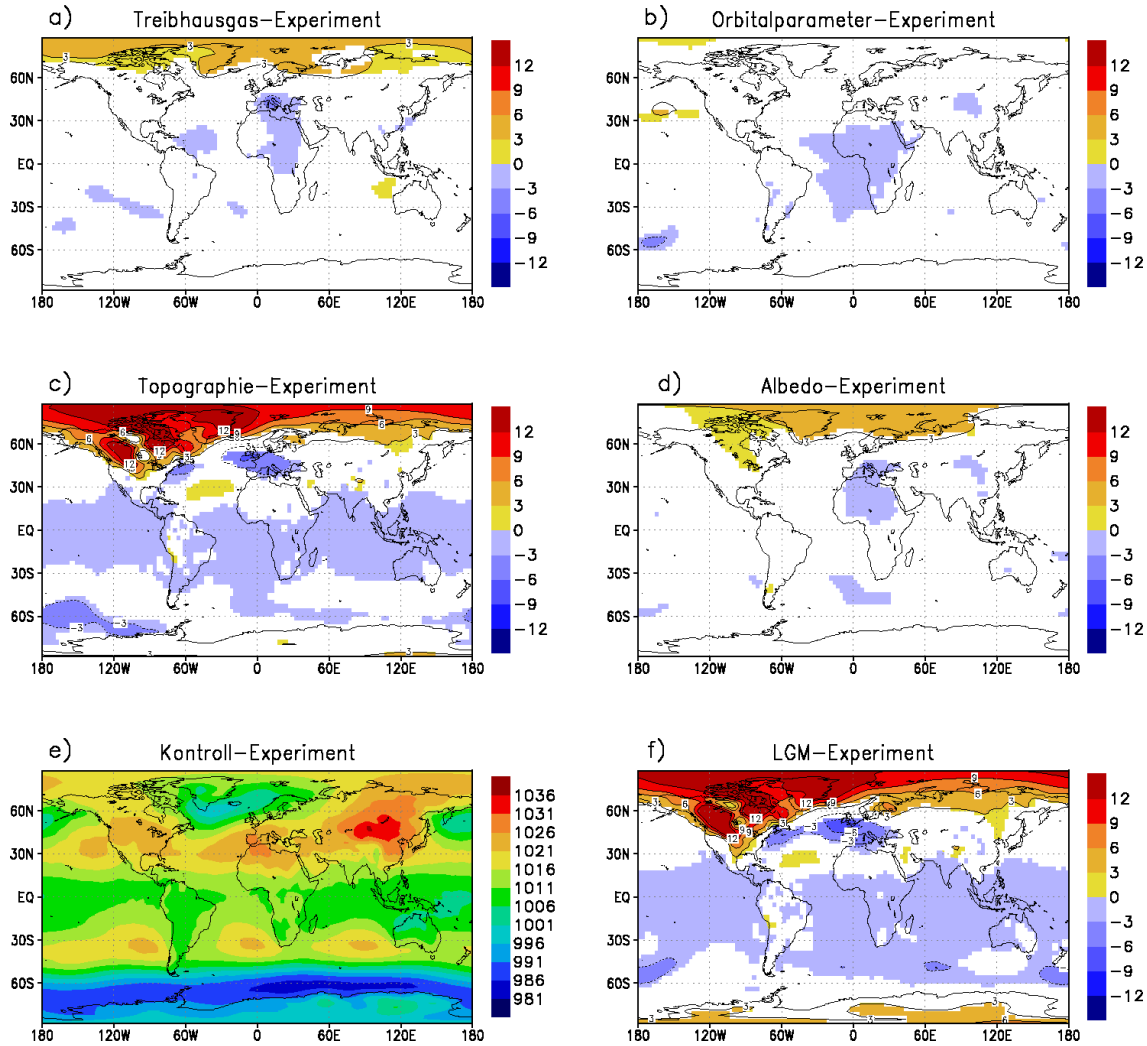


Abbildung 4.1: Winterrmittel des Oberflächendrucks [hPa] in den verschiedenen Sensitivitätsexperimenten in T42: a) ghg, b) orbi, c) topo, d) alb, e) ctrl, f) LGM. Die Werte im Kontroll-Experiment stellen Absolutwerte dar, die der Sensitivitätsexperimente sind Anomalien bezogen auf das Kontroll-Experiment, wobei das globale Mittel subtrahiert wurde. Eingefärbte Flächen sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

Es werden hier exemplarisch wieder Ergebnisse in Modellauflösung T42 vorgestellt. Die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung ist Thema des Unterkapitels 4.3. Den Oberflächendruck für die Wintersaison stellt Abbildung 4.1 dar. Im Kontroll-Experiment (Abb. 4.1 e) sind die winterlichen Strukturen der Nordhemisphäre mit



Hochdruckgebieten über den kalten Kontinenten und tiefem Druck über den Ozeanen gut zu erkennen. Für die Südhemisphäre gilt dementsprechend die umgekehrte Verteilung. Die Teilbilder a bis d stellen die Anomalien aus den vier Einzelexperimenten dar, Bild f zeigt die Gesamtanomalie aus dem Experiment mit allen eiszeitlichen Randbedingungen.

Die Druckanomalien sind allgemein in hohen Breiten der Nordhemisphäre am größten, wobei insbesondere die Topographie der großen Eisschilde bedeutsam ist (Abb. /refwinterdruck c). Sie erzeugt glaziale Antizyklogen über den Eisschilden in Übereinstimmung mit früheren Arbeiten (Dong und Valdes, 1998; Bush und Philander, 1999; Shin et al., 2003). Das Maximum der Druckerhöhung beträgt ca. 14 hPa direkt über dem laurentidischen Eisschild und Grönland. Nördlich von 60°N kommen auch positive Anomaliebeiträge aus den Experimenten mit eiszeitlichen Treibhausgasen (Abb. /refwinterdruck a) und eiszeitlicher Albedo (Abb. 4.1 d) hinzu. Die Gesamtanomalie wird aber dennoch in erster Linie durch das Topographie-Experiment bestimmt. Die Änderungen im Oberflächendruckfeld bringen Veränderungen im Strömungsfeld der bodennahen Luftschichten mit sich, was über Advektionsprozesse wiederum Folgen für die oberflächennahe Lufttemperatur hat.

Den größten Effekt hat dabei das Hoch über dem laurentidischen Eisschild. Wie auch bei Lorenz et al. (1996) bringt es Nordwestwinde am Ostrand des Eisschildes mit sich, welche kalte Luft aus hohen Breiten heranzuführen (Abb. 4.2). Entlang des Nordrandes des laurentidischen Eisschildes wird diese Luft sogar noch weiter gekühlt, bevor sie zwischen Nordamerika und Grönland über den Atlantik strömt. Broccoli und Manabe (1987) betonen, dass diese kalte Luft entscheidend zu vermehrten Schneefällen und damit zum Selbsterhalt des laurentidischen Eisschildes beiträgt. Sie würde zudem vermutlich zur Bildung von Meereis im Nordatlantik führen, was aber bei der vorliegenden Arbeit aufgrund der konstant gehaltenen Meeresoberflächentemperatur nicht simuliert werden kann.

Sowohl Lorenz et al. (1996) als auch Dong und Valdes (1998) beschreiben eine Abschwächung des Islandtiefs, die in der vorliegenden Arbeit zumindest im nördlichen Teil des Tiefs auch ausgeprägt ist (Abb. 4.1 f). Die negativen Druckanomalien südlich davon sprechen für seine Südverschiebung, sind aber zu gering, um es in seiner vollen Stärke erhalten zu können. Eine Südverschiebung des Islandtiefs beschreiben auch andere Autoren, führen sie aber auf unterschiedliche Gründe zurück. Hall et al. (1995) beispielsweise diskutieren eine Südverschiebung von Islandtief und atlantischen Westwinden in Zusammenhang mit dem Einfluss des nordatlantischen Meereises, über dem die Westwinde durch Strömungen aus nördlichen Richtungen ersetzt werden. Ramstein und Joussaume (1995) führten ein Vergleichsexperiment mit CLIMAP-Eisschilden und moderner Meeresoberflächentemperatur durch und fanden ebenfalls eine Südverlagerung des Islandtiefs. Sie folgern, der Grund müsse demnach in der Präsenz des laurentidischen Eisschildes und nicht im nordatlantischen Meereis zu suchen sein. Diese Argumentation wird durch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit unterstützt.

Während Lorenz et al. (1996) mit dem schwächeren Islandtief einhergehende schwächere atlantische Westwinde beschreiben, sind diese bei Dong und Valdes (1998) trotz des höheren Druckes über Island verstärkt, einhergehend mit einem stärkeren und weiter nach Westen reichenden Azorenhoch. Das Azorenhoch ist in Abb. 4.1 c und f ebenfalls weiter nach Westen ausgedehnt, wird in seinem nordöstlichen Bereich aber eher abgeschwächt.

In einer Studie mit einem gekoppelten Modell (Hewitt et al., 2001) sind die atlantischen Westwinde ebenfalls intensiviert, hier allerdings nicht nur in Zusammenhang mit einem stärkeren Azorenhoch, sondern außerdem mit einem deutlicher ausgeprägten Islandtief, welches im Widerspruch zu anderen Arbeiten steht.

In der vorliegenden Arbeit sind die bodennahen Westwinde insbesondere im Zusammenhang mit dem nach Süden verlagerten Islandtief in ihrer meridionalen Erstreckung deutlich eingeschränkt (Abb. 4.2). Zwischen Island und Skandinavien herrschen im LGM-Experiment Winde aus nördlichen Richtungen vor, wo im Kontroll-Experiment der zyklonale Wirbel ausgebildet war.

Vor allem bezüglich der atlantischen Zirkulation im borealen Winter stellen verschiedene Autoren einen starken Zusammenhang mit Veränderungen in der Meereisbedeckung fest (unter anderem Hall et al., 1995; Dong und Valdes, 1998). Die Grundzüge der Druck- und Windanomalien, die in diesen Studien beschrieben werden, sind im Groben aber auch in der vorliegenden Arbeit bei konstant gehaltener Meereisbedeckung zu finden. Dies stützt die These anderer Autoren (Ramstein und Joussaume, 1995; Lorenz et al., 1996), die Veränderungen in der nordatlantischen Zirkulation und auch die dortige Abkühlung insbesondere auf die Präsenz des laurentidischen Eisschildes zurückführen.

Im Nordpazifik sind bei der vorliegenden Arbeit keine signifikanten Unterschiede zu finden. Dies bestätigt in erster Linie Interpretationen, bei denen die pazifischen Druckanomalien auf Veränderungen der Meeresoberflächentemperatur zurückgeführt wurden (Dong und Valdes, 1998; Shin et al., 2003). In vielen Arbeiten war eine Verstärkung des Aläutentiefs aufgetreten (Shin et al., 2003; Lorenz et al., 1996; Hewitt et al., 2001; Ramstein und Joussaume, 1995). Bei Hall et al. (1995) war es außerdem nach Südosten verschoben.

Die eiszeitlichen Druckanomalien für den Sommer zeigt Abbildung 4.3. Auch hier ist im Großen und Ganzen eine Druckzunahme in hohen Breiten und eine leichte Abnahme des Druckes in den Tropen zu verzeichnen. Die Amplitude der Anomalien ist allgemein niedriger als im Winter, insbesondere im Topographie- und Gesamt-Experiment. Wie auch bei der Temperatur erzeugen Topographie- und Albedo-Experiment im Sommer weitgehend gegenläufige Anomalien in den Mittelbreiten der Nordhemisphäre. Während sich im Topographie-Experiment (Abb. 4.3 c) der Druck im gesamten Bereich nördlich von etwa 60°N verstärkt, trifft dies im Albedo-Experiment (Abb. 4.3 d) nur für Europa und die südliche Hälfte Nordamerikas zu.

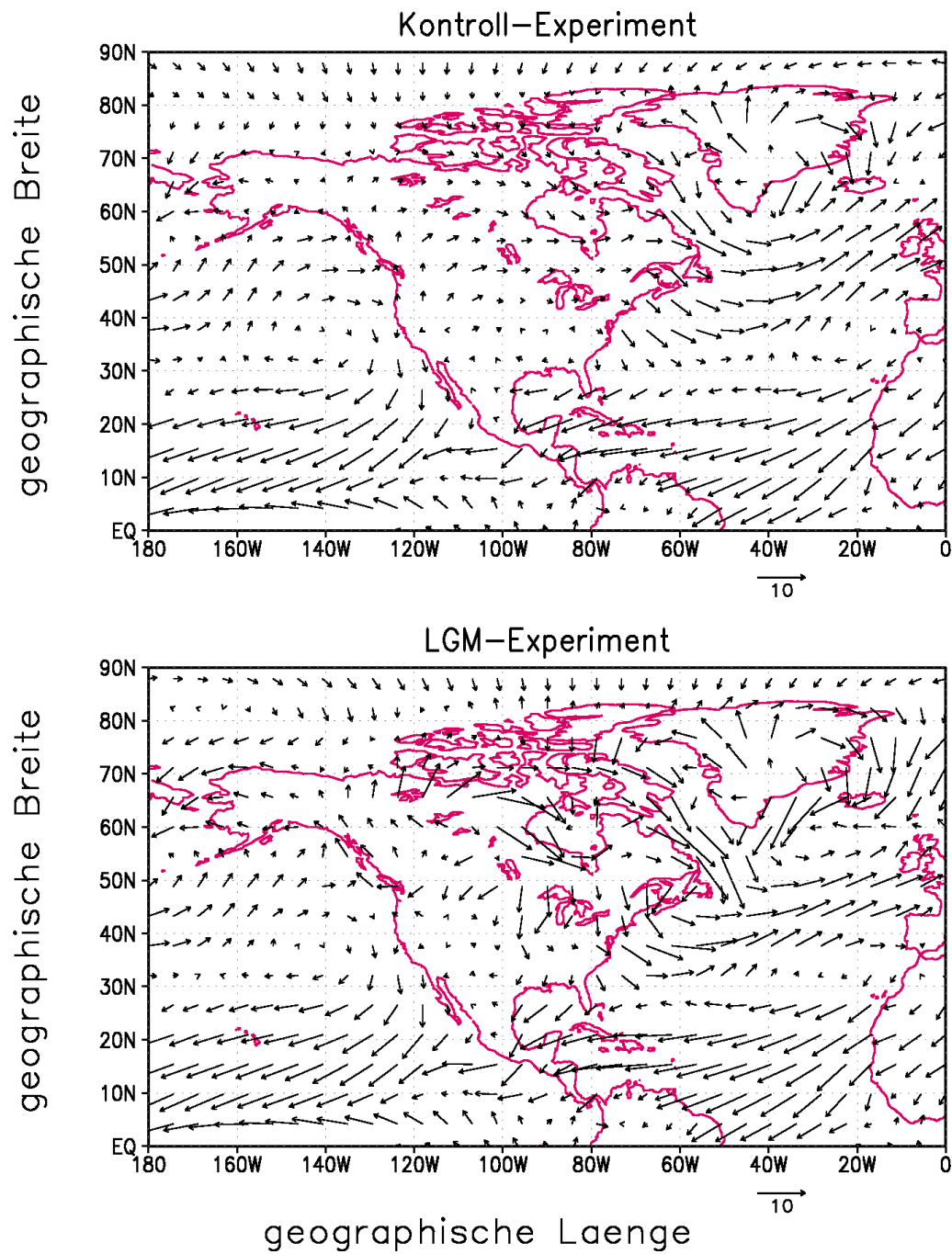


Abbildung 4.2: Windvektoren in 10 m Höhe für die Wintersaison im Kontroll-Experiment (oben) und im LGM-Experiment (unten). Die Länge des Vektors gibt die Windgeschwindigkeit [ $\text{ms}^{-1}$ ] an (Referenzvektor rechts unten).

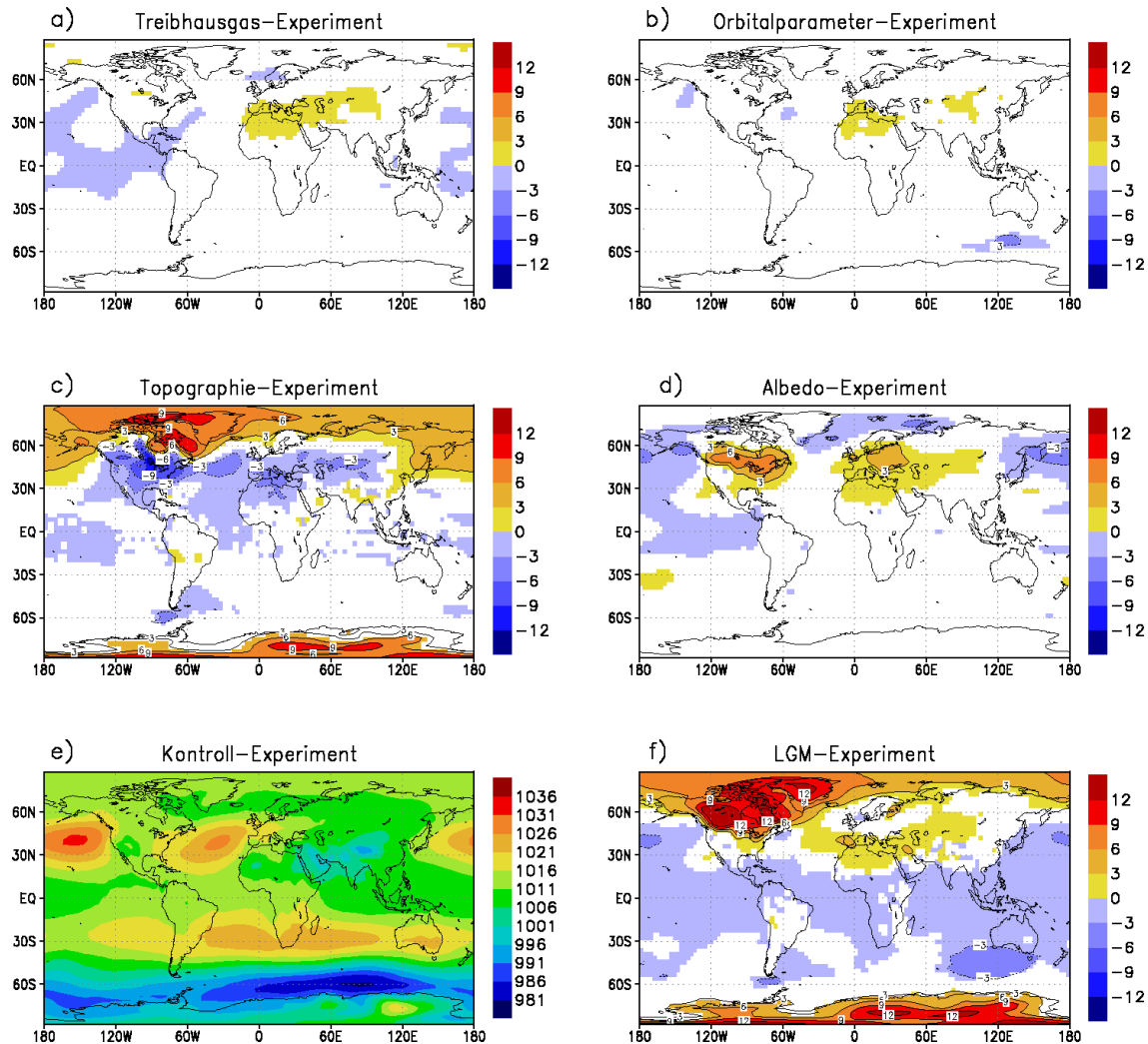


Abbildung 4.3: Wie Abb. 4.1, aber für Sommer

Im Gesamt-Experiment ist insbesondere über dem laurentidischen Eisschild eine deutliche Druckzunahme zu erkennen, die weit über die des Albedo-Experimentes hinausgeht (Abb. 4.3 f). Über der europäischen Landmasse dominiert die eiszeitliche Albedo gegenüber der eiszeitlichen Topographie. Wie auch bei den Temperaturanomalien spielt die Albedo der Eisschilde im Sommer also eine größere Rolle als die Eisschild-Topographie.

Der Vergleich mit Ergebnissen früherer Arbeiten gestaltet sich für den borealen Sommer schwieriger, da sich viele Autoren bei der Untersuchung des letzten gla-

zialen Maximums auf die Wintersaison beschränken. Die Entstehung von glazialen Antizyklonen über den Eisschilden wird zwar in mehreren Arbeiten auch für den Sommer erwähnt, aber die Effekte einzelner eiszeitlicher Randbedingungen nur für die Wintersaison verglichen. Besonders interessant in der vorliegenden Arbeit ist die Entstehung eines relativ tiefen Druckes über dem laurentidischen Eisschild und südlich davon im Topographie-Experiment (Abb. 4.3 c). Auch bis Europa und Zentralasien dehnt sich dieses Gebiet negativer Anomalien aus. In Kapitel 3 wurden die sommerlichen Temperaturanomalien des Topographie-Experimentes vorgestellt. Vor allem über dem laurentidischen Eisschild wirkt die Landmasse mit ihrer langwelligen Abstrahlung als lokale Wärmequelle, da die umliegende freie Atmosphäre deutlich kälter ist. Dies liefert auch eine mögliche Erklärung für die negativen Druckanomalien. Durch die Erwärmung kommt es zum Aufsteigen der Luft, und es kann sich ein lokales Tief bilden (Abb. 4.3 c). Im Gesamt-Experiment ist dieser Mechanismus ausgeschaltet, da die hohe Albedo über der Eisfläche die Erwärmung und somit auch die Ausbildung des tiefen Druckes unterbindet (Abb. 4.3 d). Deshalb ist im Gesamt-Experiment eine positive Anomalie ausgeprägt (Abb. 4.3 f).

Lorenz et al. (1996) und Dong und Valdes (1998) beschreiben darüber hinaus eine Südostverlagerung des Pazifik-Hochs im Gesamt-Experiment, die ansatzweise auch in der vorliegenden Arbeit identifiziert werden kann (Abb. 4.3 f). Ebenso ist eine leichte Abschwächung des asiatischen Hitzetiefs zu erkennen. Dies ist besonders bedeutsam, da es Auswirkungen auf die Stärke des indischen Sommermonsuns nach sich ziehen kann. Ein schwächeres asiatisches Hitzetief bedeutet einen geringeren Land-Meer-Druckgradienten, wodurch wiederum die Südwestwinde des indischen Sommermonsuns abgeschwächt werden (Dong und Valdes, 1998). In der vorliegenden Arbeit ist die Abschwächung des asiatischen Hitzetiefs aber nicht deutlich genug, um signifikante Auswirkungen für die Monsunzirkulation nach sich ziehen zu können. Das Windfeld im Bereich des indischen Ozeans, Afrikas und Südostasiens ist nahezu unverändert (ohne Abbildung). Das stimmt überein mit Ergebnissen aus der Analyse von Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Wolkenbedeckung im Bereich der indischen Monsunregion (vgl. Kapitel 3.5). Auch dort war keine signifikante Abschwächung des Sommermonsuns nachzuweisen.

## 4.2 Stationäre Wellen und die Zirkulation der freien Troposphäre

Um ein vollständiges dynamisches Bild zu erhalten, wird im Folgenden der Einfluss der glazialen Randbedingungen auf die Zirkulation der freien Troposphäre diskutiert. Interessant für die Diskussion der atmosphärischen Zirkulation sind in erster Linie nicht die zonalen Mittel des Geopotentials, sondern die Abweichungen davon. Diese sind in den mittleren Breiten der winterlichen Nordhemisphäre am größten.

Man bezeichnet das zeitliche Mittel über die zonalen Abweichungen als stationäre Wellen. Ihre größte Amplitude haben sie in der oberen Troposphäre. Sie bestimmen zum einen die Richtung der Höhenströmung - unter Voraussetzung von Geostrophie verläuft diese isohypsenparallel. Außerdem ist die Windgeschwindigkeit proportional zum Druckgradienten und kann also aus der Drängung der Isohypsen abgeschätzt werden.

Zunächst werden nun die physikalischen Zusammenhänge erläutert: In der Literatur wird im Allgemeinen das zeitliche Mittel durch einen Querbalken, das zonale Mittel durch eckige Klammern dargestellt. Die Abweichungen vom zeitlichen Mittel erhalten einen Strich, die zonalen Abweichungen einen Stern. Damit gilt für jede beliebige Größe  $x$

$$x = \overline{x} + x'$$

und

$$x = [x] + x^*$$

Fasst man diese beiden Beziehungen zusammen, so erhält man eine Summe aus vier Termen, durch die jede beliebige Eigenschaft der atmosphärischen Zirkulation beschrieben werden kann:

$$x = \overline{[x]} + [x]' + \overline{x^*} + x'^*$$

Hierbei beschreibt  $\overline{[x]}$  die zonal und zeitlich gemittelte Grundströmung,  $[x]'$  die zeitliche Abweichung von dieser Grundströmung,  $\overline{x^*}$  die stationären und  $x'^*$  die transienten Wellen. Im Folgenden sollen die stationären Wellen und ihre Eigenschaften beschrieben werden. Dabei beschränkt sich die Diskussion auf Kontroll- und LGM-Experiment, da die Beiträge der Einzelexperimente mit Ausnahme des Topographielaufs kaum signifikante Strukturen erzeugen. Die Strukturen des Topographielaufs sind mit denen des LGM-Experimentes in erster Näherung identisch und müssen deshalb ebenfalls nicht einzeln diskutiert werden.

Die Dominanz der Topographie als Antriebsfaktor für stationäre Wellen wird auch von Cook und Held (1988) beschrieben. Sie führten Analysen der stationären Wellen mit einem linearen Modell durch und verglichen diese mit den Ergebnissen aus der

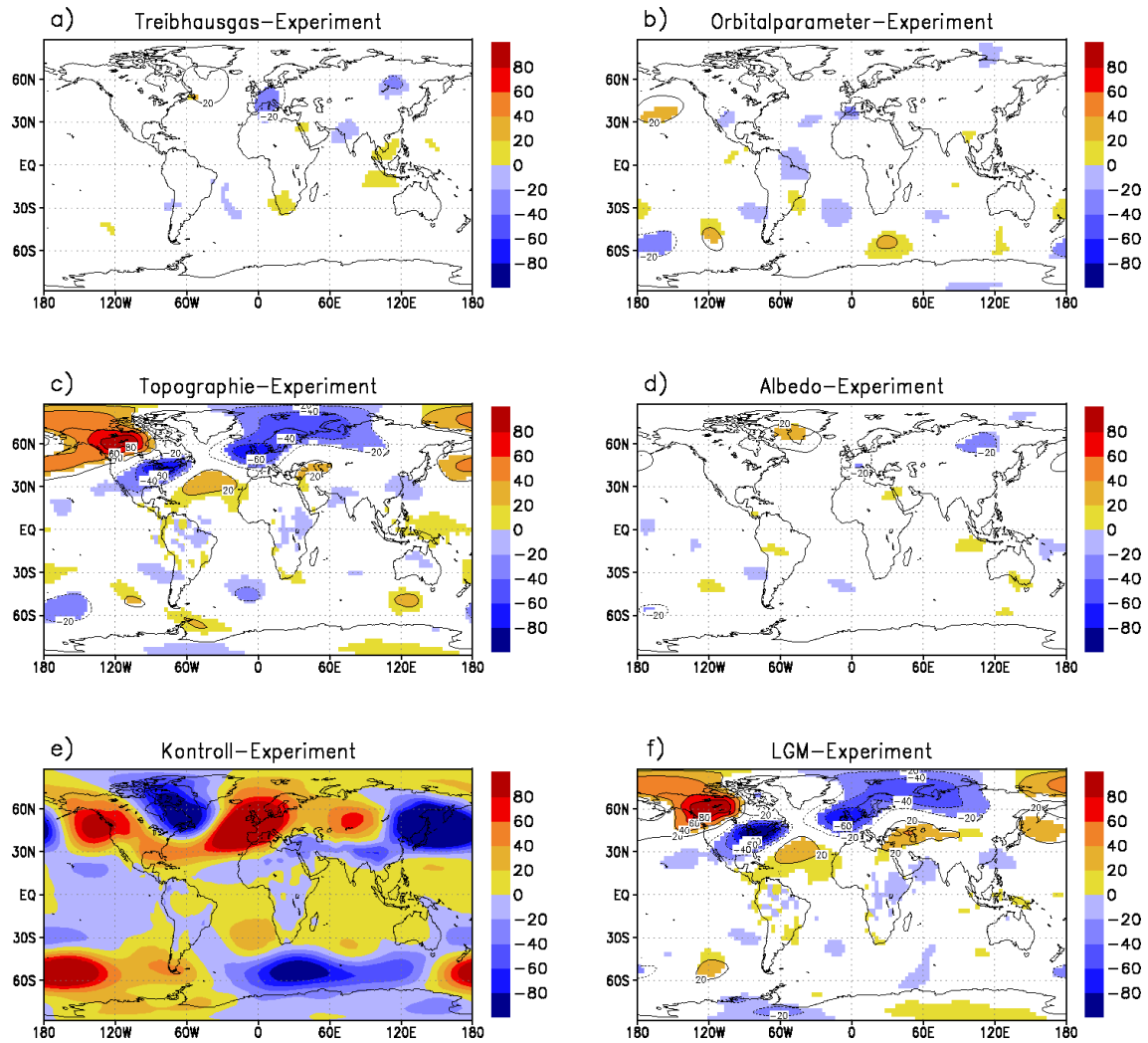


Abbildung 4.4: Wintermittel des 500 hPa-Geopotentials [gpm]: Abweichung vom zonalen Mittel in den verschiedenen Sensitivitätsexperimenten in T42: a) ghg, b) orbi, c) topo, d) alb, e) ctrl, f) LGM. Die Werte im Kontroll-Experiment stellen Absolutwerte dar, die der Sensitivitätsexperimente sind Anomalien bezüglich des Kontroll-Experimentes. Eingefärbte Flächen in a-d und f sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

Studie von Broccoli und Manabe (1987) mit einem globalen Zirkulationsmodell. Dabei kamen sie zu dem Ergebnis, dass die Antwort der stationären Wellen auf die Einführung der Landeisschilde deutlich größer ist als die auf andere Antriebsfaktoren wie diabatische Heizung oder Transporte transienter Wellen.

### Borealer Winter

Im Folgenden werden die Abweichungen vom zonalen Mittel genauer untersucht. Die Situation für den borealen Winter in T42-Auflösung zeigt Abbildung 4.4, wieder in Auflösung T42. Im Kontroll-Experiment sind die Gebiete maximaler Werte zwischen etwa  $30^\circ$  und  $60^\circ$  beider Hemisphären gut zu erkennen.

In der Nordhemisphäre ist die Wellenzahl etwa zwei, in der Südhemisphäre dagegen ist ein Muster mit Wellenzahl eins ausgeprägt, in Übereinstimmung mit der Darstellung in Lehrbüchern (James, 1995). Da die Südhemisphäre von den eiszeitlichen Randbedingungen insgesamt nur wenig beeinflusst wird (Bilder a bis d und f), wird im Folgenden nur die Nordhemisphäre genauer diskutiert.

Im Kontroll-Experiment finden sich zwei Rücken nahe den Westküsten der Kontinente, südlich von Alaska und über Europa und dem angrenzenden Atlantik. Ein schwächer ausgeprägter Rücken befindet sich in Zentralasien westlich des Altai und der angrenzenden Gebirgszüge am Rande der Mongolei. Die Tröge dagegen konzentrieren sich auf die Ostküsten des nordamerikanischen bzw. des asiatischen Kontinents. Man erkennt deutlich den Einfluss der Land-Meer-Verteilung und der Topographie.

Da die Topographie der auslösende Faktor für Mäanderbildungen im Geopotentialfeld ist (James, 1995), lassen die Veränderungen im Topographie-Experiment auch den größten Einfluss auf die Form und Amplitude der stationären Wellen erwarten (vgl. Cook und Held, 1988).

Am deutlichsten ist dabei die Antwort des Modells über dem laurentidischen Eisschild (Abb. 4.4 c,f). Durch die positiven Anomalien im Nordwesten und die negativen Werte im Südosten der nordamerikanischen Landmasse verstärkt und verlagert sich der vorhandene Wellenzug deutlich. Dies steht in guter Übereinstimmung mit Erkenntnissen aus bisherigen Arbeiten (Manabe und Broccoli, 1985a; Broccoli und Manabe, 1987; Hall et al., 1995).

Die Situation über Europa wird in den verschiedenen Arbeiten weniger einheitlich dargestellt. Während Manabe und Broccoli (1985a) bei Einführung der kontinentalen Eisschilde eine Erhöhung des Geopotentials an der europäischen Westküste beschreiben, führen die negativen Anomalien in der vorliegenden Arbeit dazu, dass der im Kontroll-Experiment ausgebildete Rücken dort deutlich geschwächt wird (Abb. 4.4). Justino (2004) beschreibt zwar eine Abnahme des Geopotentials im selben Gebiet wie in dieser Arbeit, aber nicht in der Folge veränderter Eisschildtopographie, sondern als Antwort auf die höhere eiszeitliche Albedo. Dazu muss aber gesagt werden, dass im von Justino (2004) verwendeten Modell ECBILT-Clio schon das Kontroll-Experiment ein deutlich anderes Muster aufweist als das hier benutzte Kontroll-Experiment (Abb. 4.4 e).

Bei der Höhenströmung im Bereich des laurentidischen Eisschildes kann im Allgemeinen eine Aufspaltung des Strahlstroms in zwei Teile beobachtet werden, von



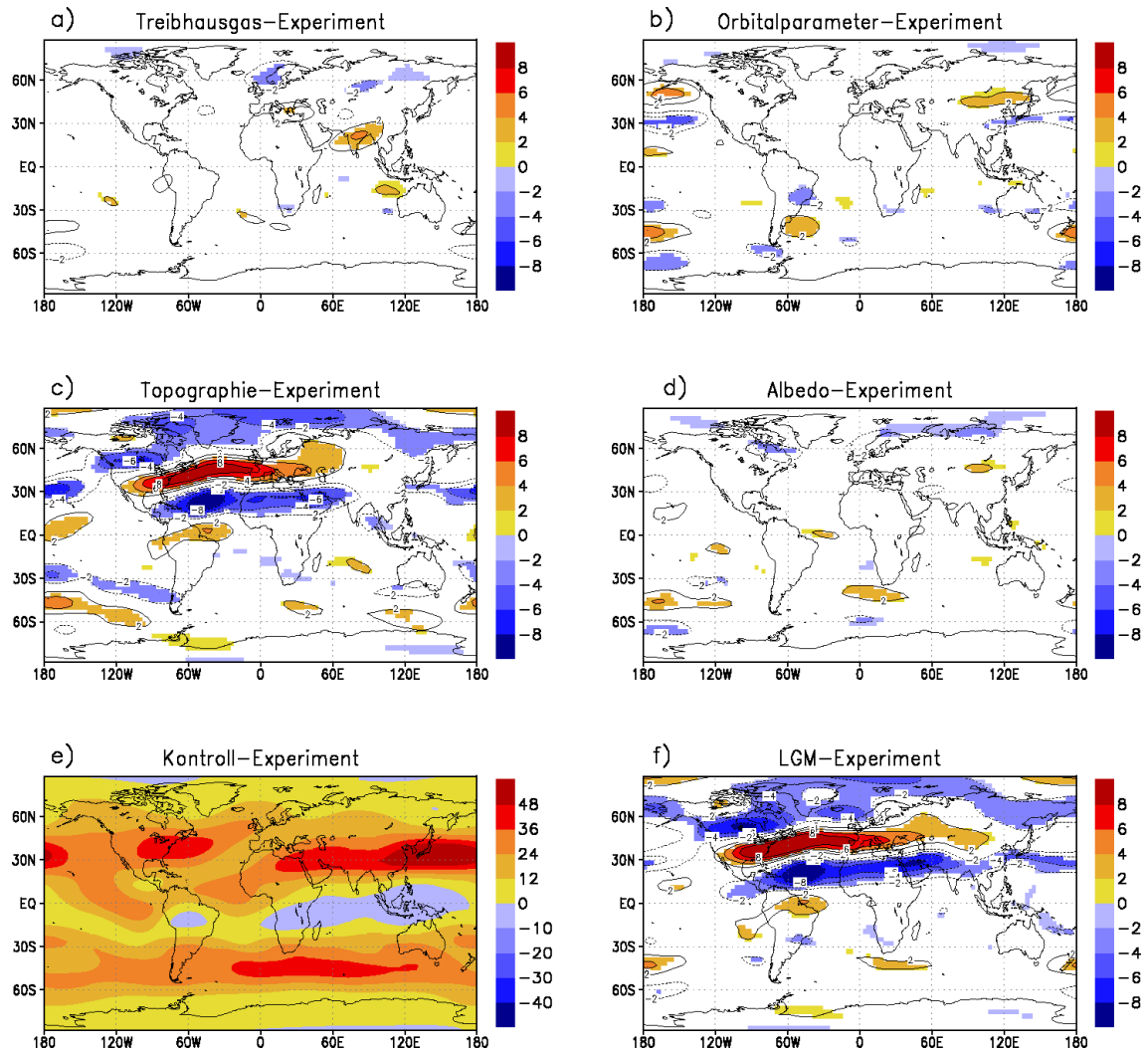


Abbildung 4.5: Wintermittel der Anomalien der 200hPa-Zonalströmung [m/s] der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in T42: a) ghg, b) orbi, c) topo, d) alb, e) ctrl, f) LGM. Eingefärbte Flächen sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

denen der eine nördlich und der andere südlich des Eisschildes verläuft (Manabe und Broccoli, 1985b; Rind, 1987; Ramstein und Joussaume, 1995). Die Autoren erklären das in der Mehrzahl über die physische Barriere des Eisschildes. Rind (1987) betont aber, dass durch die diabatische Zirkulation eine südwärtsige Strömung nördlich der Eisschilde entstehe, welche durch das Wirken der Corioliskraft nach Westen gelenkt wird.

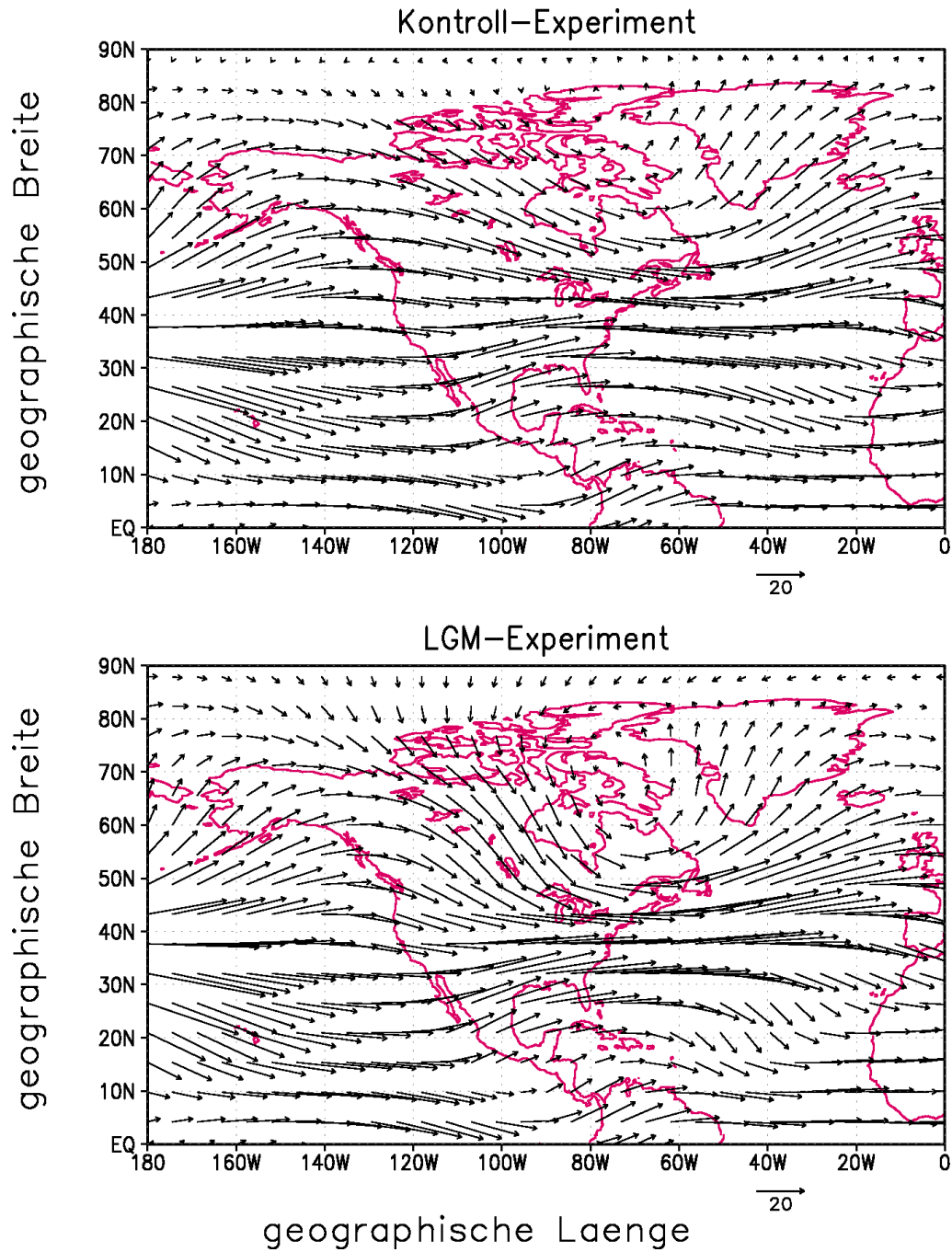


Abbildung 4.6: Windvektoren im 200hPa-Niveau für die Wintersaison im Kontroll-Experiment (oben) und im LGM-Experiment (unten). Die Länge des Vektors gibt die Windgeschwindigkeit [ $\text{ms}^{-1}$ ] an (Referenzvektor rechts unten).

Die dadurch entstehende westwärtige Komponente im Strömungsfeld über dem laurentidischen Eisschild trage entscheidend zur drastischen Abschwächung der westlichen Winde und somit zur offensichtlichen Zweiteilung im Strahlstrom bei. Andere Autoren (Dong und Valdes, 1998 und 1999) beobachten keine derartige Aufteilung. Shinn und Barron (1989) führten Experimente mit Eisschilden verschiedener vertikaler Erstreckung durch und fanden, dass die Höhe der Eisschilde dafür entscheidend ist, ob der Strahlstrom zweigeteilt wird oder nicht.

In der vorliegenden Arbeit blockiert das laurentidische Eisschild die westlichen Winde nur geringfügig, weshalb die beschriebene Zweiteilung nur ansatzweise ausgeprägt ist (Abb. 4.6). Über dem Gebiet der Hudson Bay herrschen im letzten glazialen Maximum nahezu reine Nordwinde vor. Über dem östlichen Nordamerika strömen die beiden Äste des Strahlstroms wieder zusammen, wodurch eine Erhöhung der Windgeschwindigkeiten auftritt. Die beschriebene Zweiteilung des Strahlstroms ist im 500hPa-Niveau wegen der größeren Nähe zum Eisschild noch deutlicher ausgeprägt (ohne Abbildung).

Im Zusammenhang mit der Zunahme der Gradienten des Geopotentials im Nordatlantik verstärkt sich dort der Strahlstrom (Abbildung 4.5). Man erkennt die positiven Anomalien beginnend in der Eintrittsregion im Südosten Nordamerikas und davon ausgehend in einem langgezogenen Band über den Atlantik und Südeuropa bis nach Zentralasien (Abb. 4.5 f). Dadurch wird der Strahlstrom (Jetstream) insgesamt verstärkt und über dem östlichen Nordatlantik zonal. Die negativen Anomalien südlich davon zeigen an, dass der Subtropenjet über Nordafrika schwächer wird.

Die verstärkten Westwinde in der oberen Troposphäre in Zusammenhang mit einem deutlicheren Rücken-Trog-System über dem laurentidischen Eisschild beschreiben auch andere Autoren (Broccoli und Manabe, 1987; Hall et al., 1995; Dong und Valdes, 1998 und 1999). Die zonalen Windgeschwindigkeiten im 200 hPa-Niveau werden im Winter ausschließlich durch die eiszeitliche Topographie beeinflusst (Abb. 4.5).

### Borealer Sommer

Im Sommer wird die Antwort des Modells auf die verschiedenen eiszeitlichen Randbedingungen nicht mehr allein von der Topographie dominiert (Abb. 4.7). Auch wenn die Anomalien in den anderen Einzelexperimenten eher kleinräumig wirken, sieht man im LGM-Experiment (Abb. 4.7 f), deutliche Unterschiede zum Topographie-Experiment.

Im LGM-Experiment fällt wieder die Intensivierung des Wellenzuges über dem laurentidischen Eisschild auf. Es verstärkt sich sowohl der Rücken im Nordwesten als auch der Trog im Südosten der nordamerikanischen Landmasse. Dieses Wellenmuster setzt sich fort mit positiven Werten über dem zentralen Nordatlantik und nördlich des Kaspischen Meeres sowie negativen Werten in den Gebieten dazwischen. In der Folge hat das Muster im Gesamt-Experiment drei deutlich ausgeprägte lokale Rücken, unterbrochen von nur einem stark ausgeprägten Trog über dem östlichen

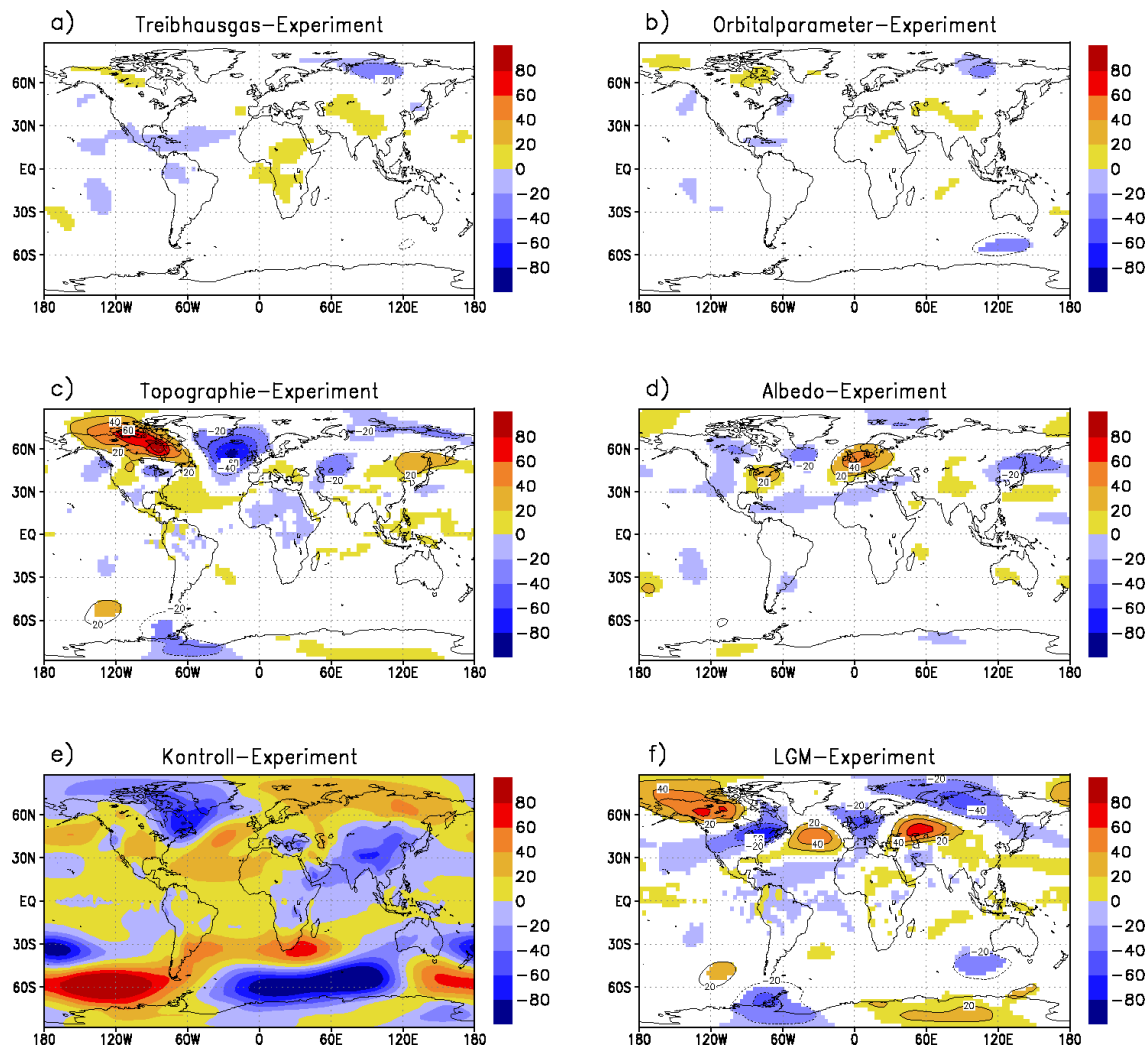


Abbildung 4.7: Wie Abb. 4.4, aber für Sommer

Nordamerika (Abb. 4.7 f).

Im Topographie-Experiment sind positive Anomalien über dem gesamten Nordteil des nordamerikanischen Kontinents ausgebildet und negative Werte zwischen Grönland und Europa. Dadurch verschiebt sich der Trog aus dem Gebiet über Neufundland nach Osten über den Atlantik, während sich der Rücken im Norden des heutigen Kanada verstärkt. Die positiven Anomalien in Abbildung 4.7 c und f decken sich mit dem Gebiet der stärksten Erhöhung im Oberflächenruck (vgl. Abb. 4.3). Die Präsenz von positiven Anomalien über dem nördlichen Nordamerika widerspricht den

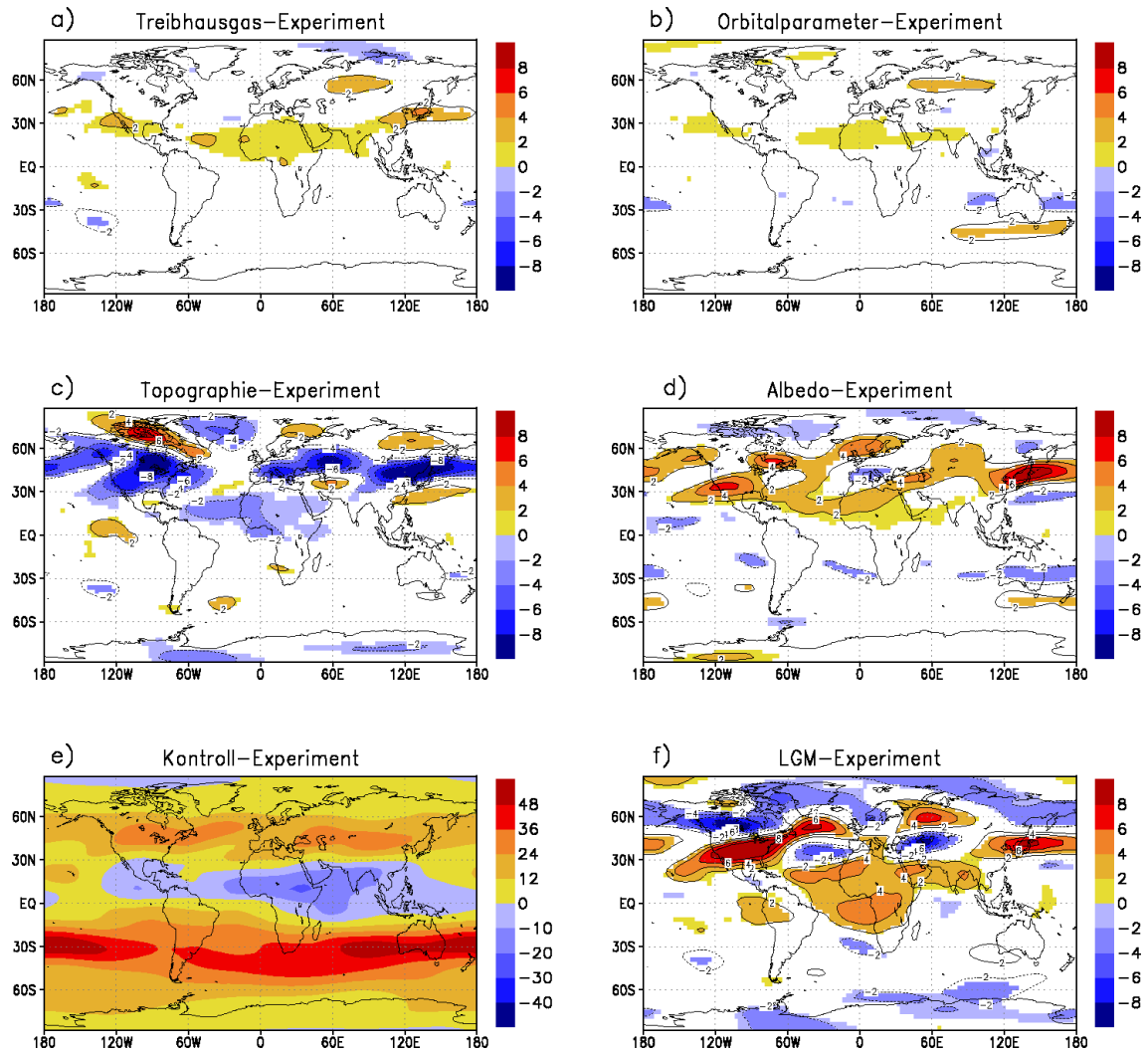


Abbildung 4.8: Wie Abb. 4.5, aber für Sommer

Ergebnissen von Justino (2004), der gerade in diesem Bereich die maximale Vertiefung des Geopotentials beschreibt. Weiter westlich über dem Nordpazifik entsteht in seiner Simulation aber ebenfalls ein Rücken.

Die Zonalgeschwindigkeiten in 200 hPa für den Sommer sind in Abbildung 4.8 dargestellt. Die Anomalien im Albedo-Experiment sind hauptsächlich positiv. Es verstärken sich die vorherrschenden westlichen Winde in den Mittelbreiten der Nordhemisphäre zwischen 30°N und 60°N, mit Ausnahme von einem kleinen Bereich über Südeuropa.

Im Topographie-Experiment dagegen werden im selben Gebiet die Westwinde großflächig abgeschwächt, wobei die Dipolstruktur über dem nördlichen Nordamerika eine Verlagerung des Strahlstroms nach Norden anzeigt. Die topographisch bedingten Anomalien haben in vielen Bereichen ein anderes Vorzeichen als die Anomalien aus den anderen Experimenten.

Im Gesamt-Experiment (Abb. 4.8f) zeigt sich eine kompliziertere Struktur, die in erster Linie Muster aus dem Albedo-Experiment widerspiegelt, dies aber bei weitem nicht so deutlich wie bei anderen meteorologischen Größen in der Sommersaison (vgl. Abb. 3.5 und Abb. 4.3). Man erkennt eine südwärtige Verlagerung des Strahlstroms über dem laurentidischen Eisschild, die auch im Albedo-Experiment simuliert wurde. An seinem Ostende verstärkt sich der atlantische Strahlstrom und wird insgesamt schmaler, da sich die westlichen Winde an seinen Nord- und Südrändern abschwächen. Über Sibirien ist eine Nordverlagerung des Strahlstroms festzustellen, im Pazifik dagegen eine Intensivierung. Positive Anomalien über Zentralafrika schwächen die dort vorherrschenden Ostwinde ab.

Im Bereich des laurentidischen Eisschildes tritt auch im Sommer eine Zweiteilung der westlichen Strömung auf, die in etwa demselben Verlauf folgt wie im Winter (ohne Abbildung). Die Windgeschwindigkeiten sind allerdings geringer. Der atlantische Strahlstrom wird auch hier verstärkt und meridional eingeschränkt.

### 4.3 Sensitivität gegenüber der horizontalen Modellauflösung

In den vorangegangenen beiden Unterkapiteln wurde die Antwort der atmosphärischen Zirkulation auf die Einführung eiszeitlicher Randbedingungen für die Auflösung T42 diskutiert. Inwiefern diese Ergebnisse von der Wahl der Modellauflösung abhängen, soll dieser Abschnitt klären. Dabei beschränkt sich die Diskussion auf das Gesamt-Experiment, da nur die eiszeitliche Topographie Anomalien hervorruft, die deutlich von der Wahl der Modellauflösung abhängen.

#### Oberflächendruck

Bei den Topographie- und Gesamt-Experimenten wurde, wie in Abschnitt 4.1 beschrieben, das globale Mittel der eiszeitlichen Druckanomalien vor der Analyse von den Daten subtrahiert. Diese mittlere globale Druckzunahme entstand durch die veränderte Topographie des letzten glazialen Maximums. Da gerade die Topographie in den verschiedenen Modellauflösungen sehr unterschiedlich repräsentiert wird, ist auch diese global gemittelte Druckzunahme stark von der Modellauflösung abhängig. Sie besitzt zwar keine bedeutende Klimawirksamkeit, ermöglicht aber eine gute Veranschaulichung des Zusammenhangs zwischen der Wahl der Gitterweite und dem

Modellauflösung	mittlere Druckzunahme
T21	7,184 hPa
T31	8,129 hPa
T42	8,697 hPa

Tabelle 4.1: *Global gemittelte Druckanomalien LGM-ctrl in den drei verschiedenen Modellauflösungen*

resultierenden Oberflächendruck (Tab. 4.1). Es wird deutlich, dass die mittlere Druckzunahme und somit das Volumen der Eisschilde von der Wahl der Modellauflösung abhängt. Diese unterschiedliche Repräsentation der Eisschildtopographie in den verschiedenen Modellauflösungen zieht auch Folgen für die atmosphärische Zirkulation nach sich. Insbesondere über dem laurentidischen Eisschild sind derartige Unterschiede zu erkennen. Während im 500 hPa-Niveau in Auflösung T42 (vergleiche Abb. 4.6) Winde aus nördlichen Richtungen über der Hudson-Bay vorherrschen, herrscht dort im Experiment mit T21 nahezu Windstille (ohne Abbildung). Zwischen Island und Großbritannien zeigen sich in der niedrigen Modellauflösung Nordwestwinde, während bei T42 Winde aus westlicher und südwestlicher Richtung zu erkennen sind. Eine Folge dieser Unterschiede ist eine deutlich geringere meridionale Ausdehnung des atlantischen Strahlstroms in der niedrigen Modellauflösung.

Am Boden wurde besonders die Bedeutung des nordwestlichen Windes zwischen Neufundland und Grönland betont, wodurch die Temperaturen über dem Nordatlantik abgesenkt werden. Diese Strömung ist in T21 nicht ausgebildet, da die antizyklonale Zirkulation über dem laurentidischen Eisschild hier eine zu geringe Ausdehnung hat und ihr südwärtsgerichteter Ast noch über der nordamerikanischen Landmasse liegt. Zwischen Neufundland und Grönland strömt eine Luftmasse nach Süden, die aus der zyklonalen Strömung im Bereich des Islandtiefs stammt (ohne Abbildung). Diese Luft ist weniger kalt und die Gebiete über dem westlichen Nordatlantik in T21 damit wärmer als in T42.

#### 500 hPa-Geopotential

Die Anomalien des 500 hPa-Geopotentials für die Wintersaison (Abb. 4.9) zeigen Sensitivität gegenüber der Modellauflösung insbesondere in mittleren und höheren Breiten der Nordhemisphäre. Auch global sind signifikante Änderungen mit dem Wechsel zwischen verschiedenen Auflösungen verbunden, die in der Südhemisphäre und in niederen Breiten aber von geringerer Amplitude sind.



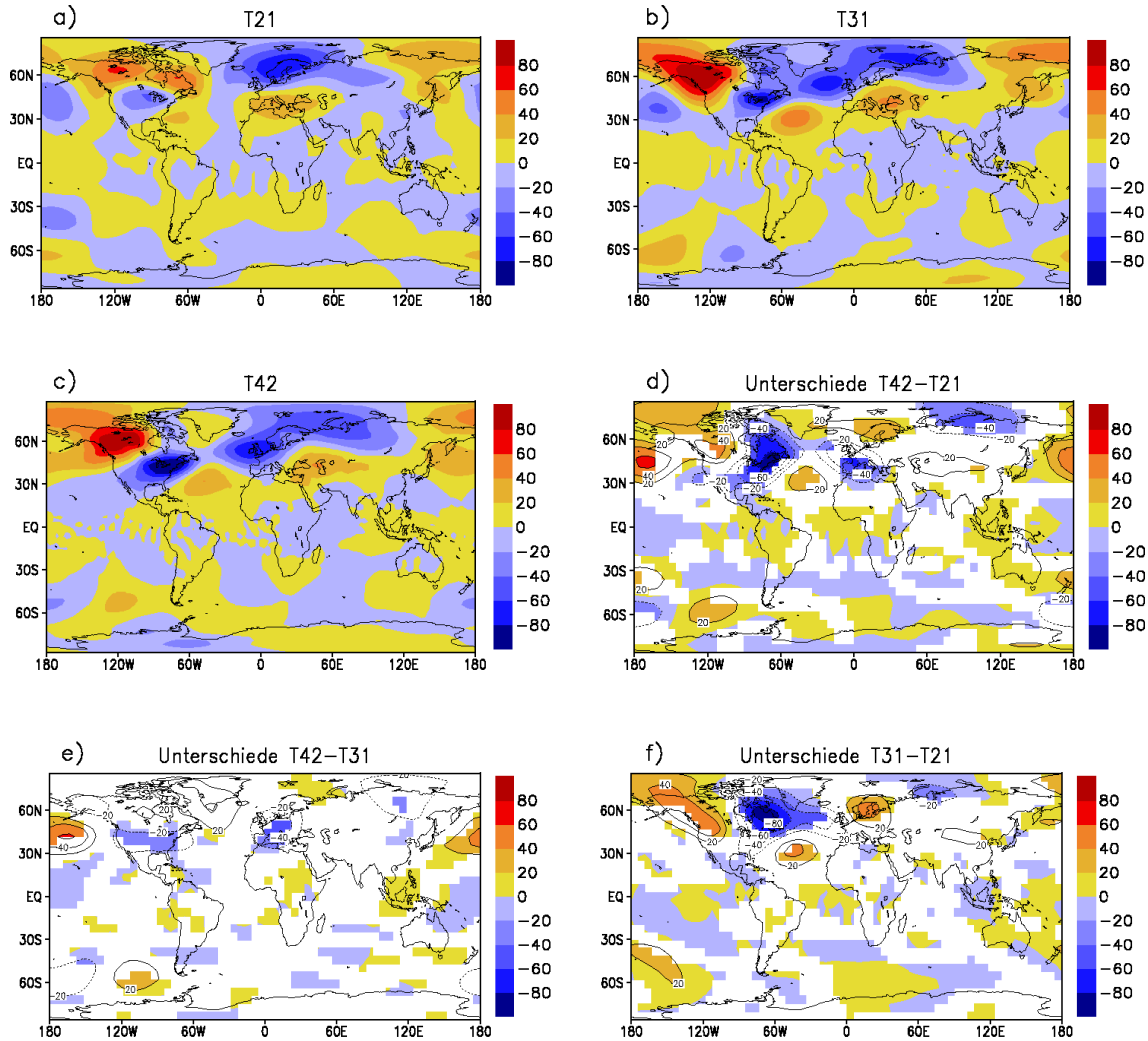


Abbildung 4.9: Wintermittel der Anomalien des 500hPa-Geopotentials [gpm] im LGM-Experiment, Abweichungen vom zonalen Mittel in den verschiedenen Auflösungen: a) T21, b) T31, c) T42. Unterschiede zwischen Experimenten verschiedener Auflösung: d) T42-T21, e) T42-T31, f) T31-T21. Eingefärbte Flächen in d) bis f) sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

Über Nordamerika ist diese Sensitivität besonders deutlich. Hier fanden bei Einführung der eiszeitlichen Randbedingungen besonders bedeutende Veränderungen statt. Die Intensivierung des Rücken-Trog-Systems tritt in allen drei Modellauflösungen auf, ist aber bei T31 und T42 stärker ausgeprägt als bei T21. Außerdem ändert sich



die Antwort des Modells über Neufundland. Während sich das Geopotential dort in T21 erhöht, wird es in T31 und T42 erniedrigt, einhergehend mit einer Ausweitung des Trog nach Nordosten. Über dem südlichen Nordatlantik entsteht die Erhöhung des meridionalen Druckgradienten beim Übergang von T21 auf T31. Dieser hohe Gradient zieht die zuvor diskutierte Intensivierung des atlantischen Strahlstroms nach sich. Über dem Nordpazifik sind in den niedrigeren Modellauflösungen negative Anomalien ausgeprägt, während das Experiment in Auflösung T42 positive Werte zeigt. Auch über dem Südwesten Europas ändert sich das Vorzeichen der Anomalien zwischen den Modellauflösungen, hier speziell zwischen T31 und T42. Weitere signifikante Änderungen finden im südlichen Nordatlantik und über Skandinavien statt. Die größte Sensitivität besteht beim Übergang von T21 auf T31, aber insbesondere über dem Nordpazifik und dem südwestlichen Europa treten auch beim Übergang auf T42 noch Veränderungen auf.

Die Sensitivität der Anomalien von Druck und Zonalströmung gegenüber der Modellauflösung ist insgesamt geringer als die des Geopotentials, und die Strukturen für die Sommersaison sind weniger ausgeprägt als die im Winter (ohne Abbildung).

## 4.4 Änderungen im Wärme- und Impulstransport der stationären Wellen

Im vorangegangenen Kapitel wurde die Antwort der stationären Wellen auf die glazialen Randbedingungen diskutiert. Eine weitere wichtige Eigenschaft der stationären Wellen ist ihr Beitrag zum meridionalen Wärme- und Impulstransport der Atmosphäre. Insbesondere in den mittleren Breiten spielen sie dadurch eine bedeutende Rolle für die Verteilung der Energie von niederen in höhere Breiten. Die Wärme- und Impulstransporte und ihre Veränderung durch die Einführung eiszeitlicher Randbedingungen sind Inhalt dieses Abschnitts. Die Berechnung der Transporte wird auf der Basis von Daten im Intervall von zwölf Stunden durchgeführt. Anschließend werden wieder saisonale Mittel bestimmt.

Dabei beschränkt sich die Diskussion auf die winterliche Zirkulation der Nordhemisphäre. Verschiedene Autoren haben gezeigt, dass sich die Einführung der eiszeitlichen Randbedingungen auf die Zirkulation der Nordhemisphäre am stärksten auswirkt (u.a. Dong und Valdes, 1998 und 1999). Die Ergebnisse aus den vorangegangenen Kapiteln legen zudem nahe, dass in dieser Arbeit durch Vernachlässigung der ozeanischen Komponenten wie Meeresoberflächentemperatur und Meereisbildung die Auswirkungen auf die Südhemisphäre weitgehend unterdrückt werden. Die Beschränkung auf die Wintersaison ist dadurch gerechtfertigt, dass stationäre Wellen zu dieser Zeit am stärksten entwickelt sind (James, 1995).

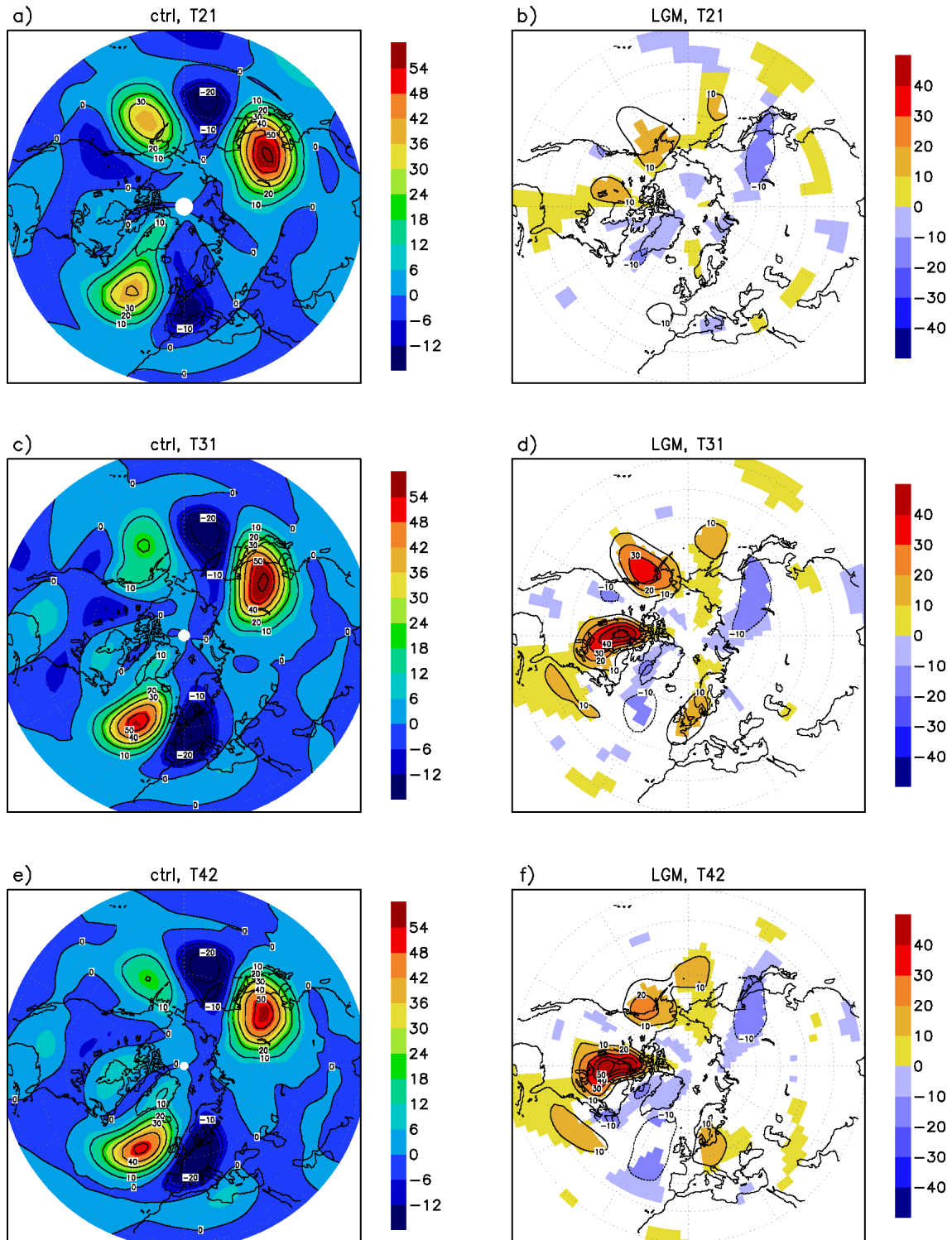


Abbildung 4.10: Wintermittel des 500 hPa-Wärmetransportes [ $\text{Kms}^{-1}$ ] durch stationäre Wellen: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in den verschiedenen horizontalen Auflösungen. Die Werte im Kontroll-Experiment (a,c,e) stellen Absolutwerte dar, die im LGM-Experiment (b,d,f) dagegen Anomalien bezüglich des Kontroll-Experimentes.

Den meridionalen Wärmetransport der stationären Wellen im 500 hPa-Niveau für den borealen Winter zeigt Abbildung 4.10. Dargestellt ist ein Gebiet zwischen 20°N und 90°N. Der meridionale Wärmetransport  $\overline{v^*T^*}$  ist positiv, wenn entweder Warmluft nach Norden oder Kaltluft nach Süden transportiert wird. Im Kontroll-Experiment (Abb. 4.10, linke Seite) ist in allen drei Auflösungen ein Gebiet mit nordwärtigem Wärmetransport über der asiatischen Ostküste zu erkennen. Ein zweites positives Gebiet liegt im Nordatlantik.

Stromabwärts dieser Regionen, über dem Nordpazifik und über Europa, sind die Gebiete mit südwärtsigem Wärmetransport, gekennzeichnet durch negative Anomalien, zu finden. Die daraus resultierende Wellenzahl 2 bis 3 für die stationären Wellen der Nordhemisphäre stimmt gut mit den Beobachtungen überein (James, 1995).

Durch die Einführung der eiszeitlichen Randbedingungen erfährt der nordwärtige Wärmetransport eine deutliche Zunahme über dem laurentidischen Eisschild (Abb. 4.10, rechte Seite). Diese ist insbesondere in den Auflösungen T31 und T42 zu erkennen. Ein zweites Gebiet mit geringeren positiven Anomalien liegt über dem Nordwestpazifik südlich von Alaska und ist in T31 am kräftigsten. Da keine negativen Anomalien vergleichbarer Amplitude auftreten, findet auch im zonalen Mittel eine Zunahme des meridionalen Wärmetransportes statt. Durch stationäre Wellen wird im LGM-Experiment also mehr Wärmeausgleich zwischen niederen und höheren Breiten geleistet als im heutigen Klima, wobei insbesondere die von Nord nach Süd transportierte Luft kälter ist als im Kontroll-Experiment.

Stationäre Wellen tragen auch entscheidend zum meridionalen Impulstransport bei. Der Impulstransport von stationären Wellen ist  $\overline{u^*v^*}$ . Er ist positiv, wenn westlicher Impuls nach Norden oder östlicher Impuls nach Süden transportiert wird. Da die x-Achse im karthesischen Koordinatensystem von West nach Ost verläuft, gilt im Folgenden der westliche Impuls als positiv. Die Richtung, in welche er transportiert wird, hängt von der Neigung der stationären Wellen ab. Verläuft ihre Achse von Südost nach Nordwest, dann transportieren sie im Mittel Impuls von Nord nach Süd. Sind sie dagegen von Südwest nach Nordost geneigt, so wird Impuls von Süden nach Norden transportiert. Im Fall von rein meridional ausgerichteten Trog- und Rückenachsen (genau von Nord nach Süd) findet gar kein meridionaler Impulstransport statt (James, 1995). Mit Abbildung 4.11 wird das schnell ersichtlich. Dargestellt ist eine von Südwest nach Nordost geneigte Welle in einem kartesischen Koordinatensystem. Im Abschnitt zwischen den Punkten A und B sind sowohl die zonale als auch die meridionale Geschwindigkeit positiv, d.h. der Impulstransport ist nach Norden gerichtet. Zwischen C und D sind beide Geschwindigkeitsanteile negativ, der Impulstransport erfolgt also wiederum nach Norden. In den beiden kürzeren Teilstrecken ergibt sich ein südwärtsiger Transport, da  $u$  und  $v$  hier ein verschiedenes Vorzeichen haben. Im Mittel überwiegen die Beiträge aus den längeren Abschnitten, also findet gemittelt ein nordwärtsiger Transport von Impuls statt. Bei einer Neigung der Welle von Südost nach Nordwest ist es genau umgekehrt, und bei einer Wellenachse genau

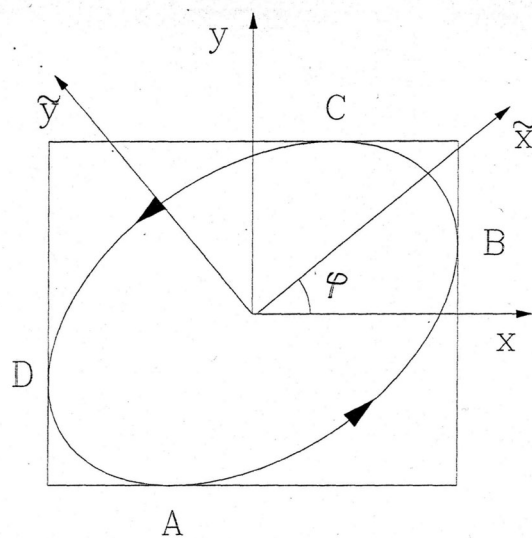


Abbildung 4.11: Schematische Darstellung einer von Südwest nach Nordost geneigten stationären Welle nach James (1995) zur Veranschaulichung des meridionalen Impulstransportes

von Norden nach Süden sind alle vier Teilabschnitte gleich lang, der Transport also null.

Den meridionalen Impulstransport  $\overline{u^*v^*}$  stationärer Wellen zeigt Abbildung 4.12. Im Kontroll-Experiment (linke Seite) sind drei Hauptgebiete mit nordwärtigem Impulstransport auszumachen. Am wenigsten beeinflusst von der horizontalen Modellauflösung ist der Transport am pazifischen Westrand über Japan. Lediglich sein Maximum ist bei T21 am größten. Auch der Transport am Ostrand des Pazifiks ist in niedrigeren Auflösungen (T21 und T31) stärker ausgeprägt. Ein drittes Gebiet mit positivem  $\overline{u^*v^*}$  liegt bei T21 mit seinem Kern über dem zentralen Nordatlantik, breitet sich in T31 über den europäischen Mittelmeerraum aus und erstreckt sich in T42 über ein längliches Gebiet vom westlichen Nordatlantik bis über den gesamten europäischen Kontinent.

Im Bereich dieses dritten Gebiets mit nordwärtigem Impulstransport liegen auch die größten Anomalien der LGM-Experimente (Abb. 4.12, rechte Seite). Der Impulstransport nimmt hier zu, insbesondere bei höheren Auflösungen. Das Maximum der positiven Anomalien liegt bei T31 im Bereich des zentralen Nordatlantik, bei T42 weiter im Nordwesten vor der Küste Nordamerikas und damit genau stromabwärts des laurentidischen Eisschildes. Auch hier treten nirgends vergleichbare Anomalien negativen Vorzeichens auf. Es nehmen also bei Einführung der eiszeitlichen Rand-

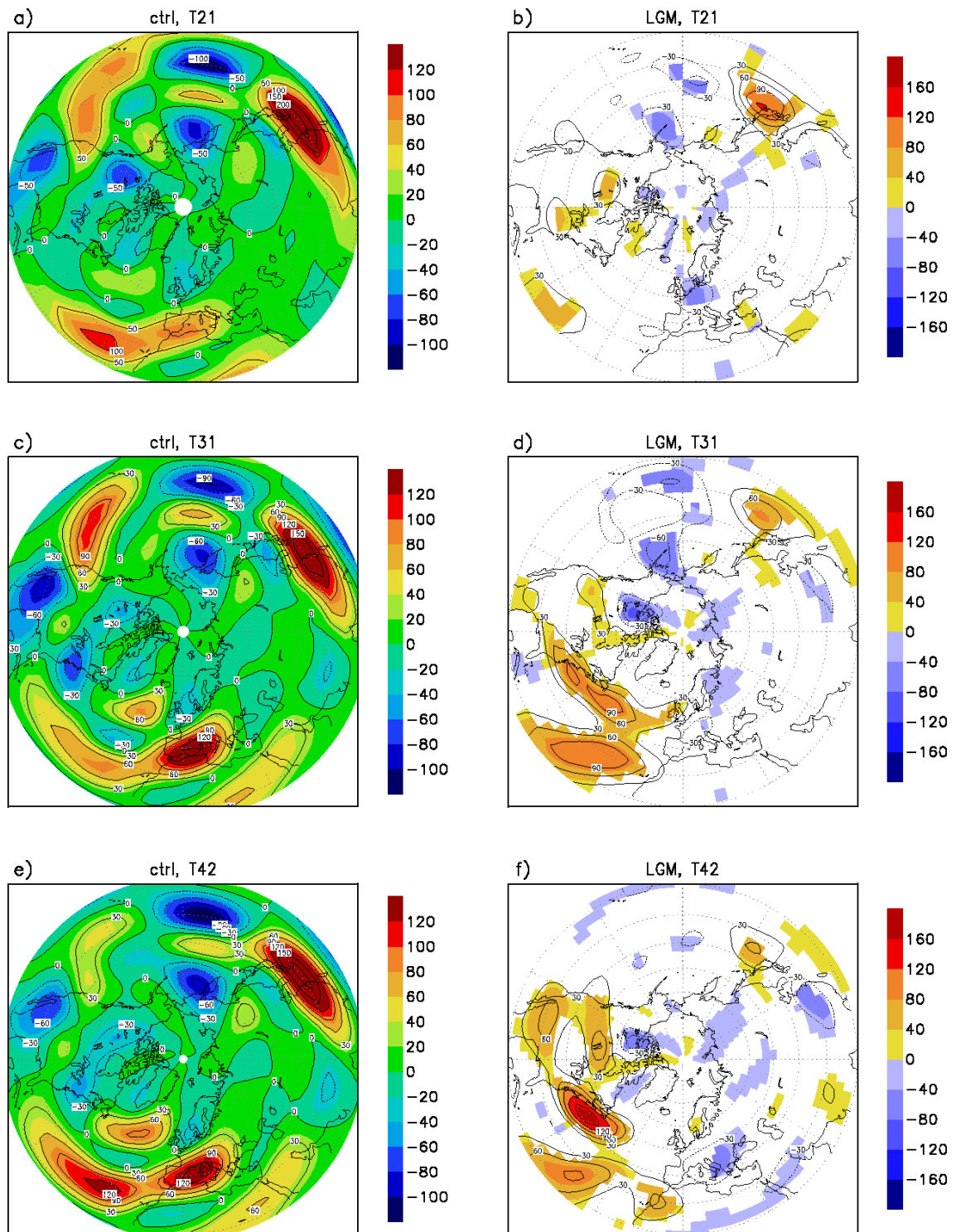


Abbildung 4.12: Wintermittel des 200 hPa-Impulstransportes [ $m^2 s^{-2}$ ] durch stationäre Wellen: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen. Die Werte im Kontroll-Experiment (a,c,e) stellen Absolutwerte dar, die im LGM-Experiment (b,d,f) dagegen Anomalien bezüglich des Kontroll-Experimentes.

bedingungen sowohl die Wärme- als auch die Impulstransporte der stationären Wellen im Mittel zu. Diese Zunahme der Bedeutung der stationären Wellen im letzten glazialen Maximum ist konsistent mit Ergebnissen von Rind (1988). Auch Cook und Held (1988) sowie Kageyama et al. (1998) beschreiben eine Zunahme der Energie der stationären Wellen bei Einführung von glazialen Randbedingungen.

# Kapitel 5

## Transiente Wellen und ihre Antwort auf eiszeitliche Randbedingungen

### 5.1 Varianz der geopotentiellen Höhe des 500 hPa-Niveaus und kinetische Energie der Störungen

Die Diskussion der atmosphärischen Störungen beschränkte sich bisher auf die stationären Wellen, welche zeitlich gemittelte Abweichungen vom zonalen Mittel darstellen. Die zeitliche Variabilität der atmosphärischen Zirkulation ist aber ebenfalls von großer Bedeutung. Sie findet auf unterschiedlichen Zeitskalen statt. Zum einen entstehen durch periodischen Antrieb wie Tages- oder Jahresgang der Einstrahlung Wellen mit entsprechenden Frequenzen. Zum anderen werden transiente Störungen durch barokline Instabilitäten erzeugt. Besonders bedeutsam sind dabei Störungen im Frequenzbereich von einigen Tagen, die mit synoptischen Phänomenen wie dem Durchzug von Zyklonen und ihren Wettererscheinungen verbunden sind (James, 1995).

Um derartige Störungen aus dem kontinuierlichen Frequenzspektrum herauszufiltern, wurden verschiedene Filtermethoden entwickelt, von denen in der vorliegenden Arbeit die Methode von Blackmon (1976) zur Anwendung kommt. Bei seiner Spektralanalyse des Geopotentials der 500 hPa-Druckfläche zerlegte er das Feld sowohl räumlich als auch zeitlich, um die Wellenzahl-Frequenz-Charakteristik der atmosphärischen Störungen zu erhalten. Bei der vorliegenden Arbeit wird nur die zeitliche Filterung angewendet.

Während bei Blackmon (1976) drei verschiedene Filter zur Anwendung kamen, ein Hochpass-, ein Bandpass- und ein Tiefpass-Filter, wird bei der vorliegenden Arbeit insbesondere der Bandpass-Filter eingesetzt, um transiente Wellen mit Perioden von 2,5 bis 6 Tagen herauszufiltern. Störungen in diesem Frequenzbereich werden im All-

gemeinen mit den Zugbahnen von Tiefdruckgebieten („storm tracks“), in Verbindung gebracht (Blackmon, 1976).

Diese sind dort zu finden, wo meridionale Temperaturgradienten, verbunden mit Land-Meer-Kontrasten, am größten sind (James, 1995). Auch der hochtroposphärische Strahlstrom hat in diesen Regionen sein Maximum. Mit den durchziehenden Tiefdruckgebieten sind Fronten verbunden, welche Niederschläge mit sich bringen. Somit stellen die transienten Wellen eine Verbindung zwischen den Feldern der Oberflächentemperatur und des Niederschlages dar (Kageyama et al., 1998).

Ebenso wie bei der Analyse der stationären Wellen werden für die Untersuchung der transienten Wellen Modelldaten im Intervall von 12 Stunden benutzt. Es werden wieder saisonale Mittel der borealen Wintersaison (Dezember, Januar, Februar) erzeugt und ihre Antwort auf eiszeitliche Randbedingungen sowie ihre Sensitivität gegenüber der Wahl der Modellauflösung für die Nordhemisphäre diskutiert.

Kageyama et al. (1998) verglichen die Veränderungen der Zyklonenzugbahnen zwischen dem letzten glazialen Maximum (LGM) und heute aus verschiedenen Modellen. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass die Hauptunterschiede auf die verschiedenen horizontalen Auflösungen der verwendeten Modelle zurückzuführen waren. Dabei konnten höher auflösende Modelle insbesondere die Amplitude der Störungen sowie ihre Ausdehnung in östlicher Richtung besser wiedergeben. Die verschiedenen Parameterisierungen der einzelnen Modelle brachten ebenfalls Unterschiede zwischen den verschiedenen LGM-Zyklonenbahnen mit sich, die aber deutlich geringeren Ausmaßes waren. Die wichtigsten eiszeitlichen Randbedingungen in Bezug auf die Veränderungen der transienten Wellen sind gemäß Kageyama et al. (1998) Meeresoberflächentemperatur und die Landeissschilde. Es wird ein interessantes Ergebnis dieses Unterkapitels sein, inwieweit sich die Sensitivität der transienten Wellen gegenüber der Modellauflösung verändert, wenn die eiszeitlichen Randbedingungen unter Beibehaltung der heutigen Meeresoberflächentemperatur eingeführt werden.

Eine typische Größe für die Beschreibung der Zugbahnen von Tiefdruckgebieten ist die Varianz des 500 hPa-Geopotentials. Die bandpassgefilterten Werte dieser Größe für den borealen Winter sind in Abbildung 5.1 dargestellt. Das Kontroll-Experiment zeigt Gebiete mit hoher Variabilität im Geopotentialfeld über dem westlichen Nordatlantik und dem Nordpazifik. Die Zentren dieser Gebiete weiten sich mit zunehmender Modellauflösung nach Norden aus und die Amplituden verstärken sich (siehe auch Abbildung 5.2, linke Seite). Auch die ostwärtige Ausdehnung nimmt mit höherer Modellauflösung zu, konsistent mit Ergebnissen von Kageyama et al. (1998). In noch höheren Modellauflösungen (T106) ist die Ostwärtsausdehnung noch stärker ausgeprägt (Merkel, 2003).

Die Antwort des Modells auf die eiszeitlichen Randbedingungen ist sehr von der Modellauflösung abhängig (Abbildungen 5.1 und 5.2, rechte Seite).



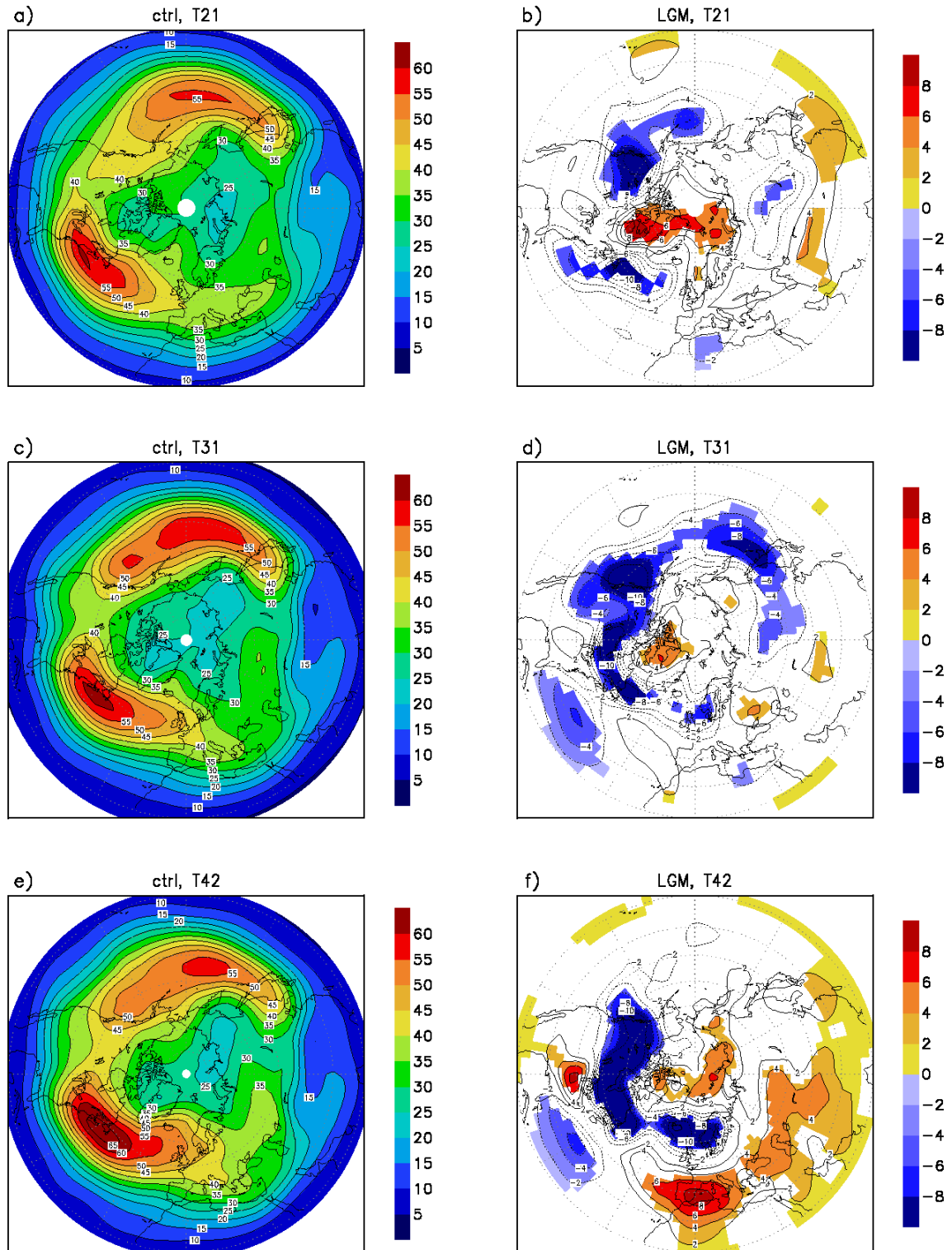


Abbildung 5.1: Wintermittel der bandpass-gefilterten Varianz des 500 hPa-Geopotentials [gpm]: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in den verschiedenen Modellauflösungen. Die Werte im Kontroll-Experiment (a,c,e) stellen Absolutwerte dar, die im LGM-Experiment (b,d,f) dagegen Anomalien bezüglich des Kontroll-Experimentes. Eingefärbte Flächen in b,d und f sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

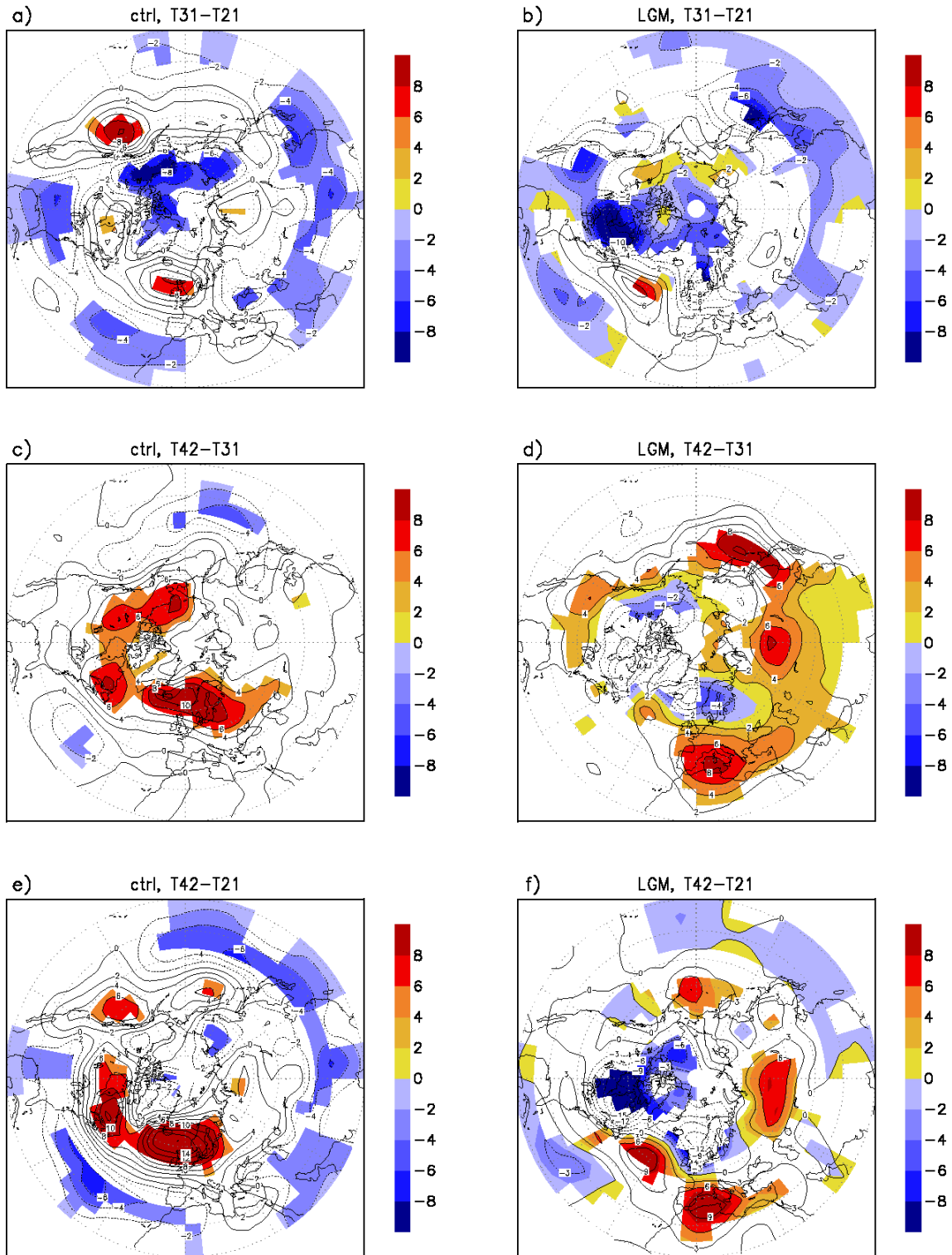


Abbildung 5.2: Wintermittel der bandpass-gefilterten Varianz des 500 hPa-Geopotentials [gpm]: Differenzen T31-T21 (a,b), T42-T31 (c,d) und T42-T21 (e,f) im Kontroll-Experiment (a,c,e) und im LGM-Experiment (b,d,f). Eingefärbte Flächen sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

Während das Modell bei T21 eine Abschwächung der atlantischen Zyklonenzugbahn anzeigt (Abb. 5.1 b), wird bei höheren Auflösungen analog zu den Ergebnissen von Dong und Valdes (1998 und 1999) ihre meridionale Erstreckung verringert. Bei T42 nimmt außerdem die zonale Ausdehnung zu, indem am Ost- und Westrand positiven Anomalien liegen. Diese Verlängerung des Zykonendurchzugsgebietes bei Erhöhung der Auflösung ist mit Ergebnissen anderer Studien in Übereinstimmung (Kageyama et al., 1998). Eine generelle Ostverlängerung des Gebietes maximaler Varianz bei Einführung eiszeitlicher Randbedingungen beschreiben Hall et al. (1995), Kageyama et al. (1998) sowie Dong und Valdes (1998 und 1999). In der vorliegenden Arbeit ist das nur bei T42 ausgeprägt. Im Osten signalisiert das dipolartige Muster in T42 außerdem eine leichte Südverschiebung. Dies wird in den Arbeiten von Ramstein und Joussaume (1995) sowie Dong und Valdes (1998) für das gesamte Gebiet der Varianzmaxima beschrieben, während andere Autoren von einer Nordverlagerung sprechen (Shinn und Barron, 1989; Justino, 2004). In der vorliegenden Arbeit ist abgesehen vom Ostatlantik im T42-Experiment keine meridionale Verschiebung zu erkennen.

Die Abschwächung des atlantischen Zyklonengürtels in T21 steht im krassen Gegensatz zu allen bisherigen Ergebnissen. In der Literatur wird einheitlich eine Verstärkung im atlantischen Sektor diskutiert (Broccoli und Manabe, 1987; Shinn und Barron, 1989; Hewitt und Mitchell, 1997; Bush und Philander, 1999; Shin, 2003; Justino, 2004). Dass diese Verstärkung in der vorliegenden Arbeit nicht auftritt, unterstützt die Argumentation von Hall et al. (1995) sowie Dong und Valdes (1998 und 1999), die den Meereisanomalien die Hauptrolle bei der Ausprägung des eiszeitlichen atlantischen Zyklonenzugbereichs einräumen.

Im Pazifik sind die Anomalien generell weniger stark ausgeprägt, die Sensitivität gegenüber den eiszeitlichen Randbedingungen also weniger deutlich. Insbesondere in T31 schwächt sich die Varianz dort aber ab, in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Shinn und Barron (1989) und Justino (2004), welcher als Grund die wärmere Meeresoberflächentemperatur des Pazifiks nennt.

Eine starke Abnahme der Varianzen des Geopotentials findet über dem nördlichen Nordamerika statt. Dieses Gebiet beschränkt sich in T21 noch auf die Westhälfte der Landmasse, breitet sich mit zunehmender Modellauflösung aber über das laurentidische Eisschild bis zur nördlichen Atlantikküste hin aus.

Die signifikanten auflösungsbedingten Unterschiede sind in diesem Fall von ähnlicher Amplitude und räumlicher Ausdehnung wie die Antwort des Modells selbst. Während beim Übergang von T21 auf T31 vor allem negative Anomalien auftreten, nimmt die Varianz von T31 auf T42 eher zu (Abb. 5.2, rechte Seite). Dementsprechend ist die Differenz T42-T21 (Abb. 5.2f) eine Kombination beider Effekte, mit negativen Anomalien insbesondere über dem nördlichen laurentidischen Eisschild und positiven Anomalien im Bereich des atlantischen und pazifischen Maximums sowie über dem nördlichen asiatischen Kontinent.

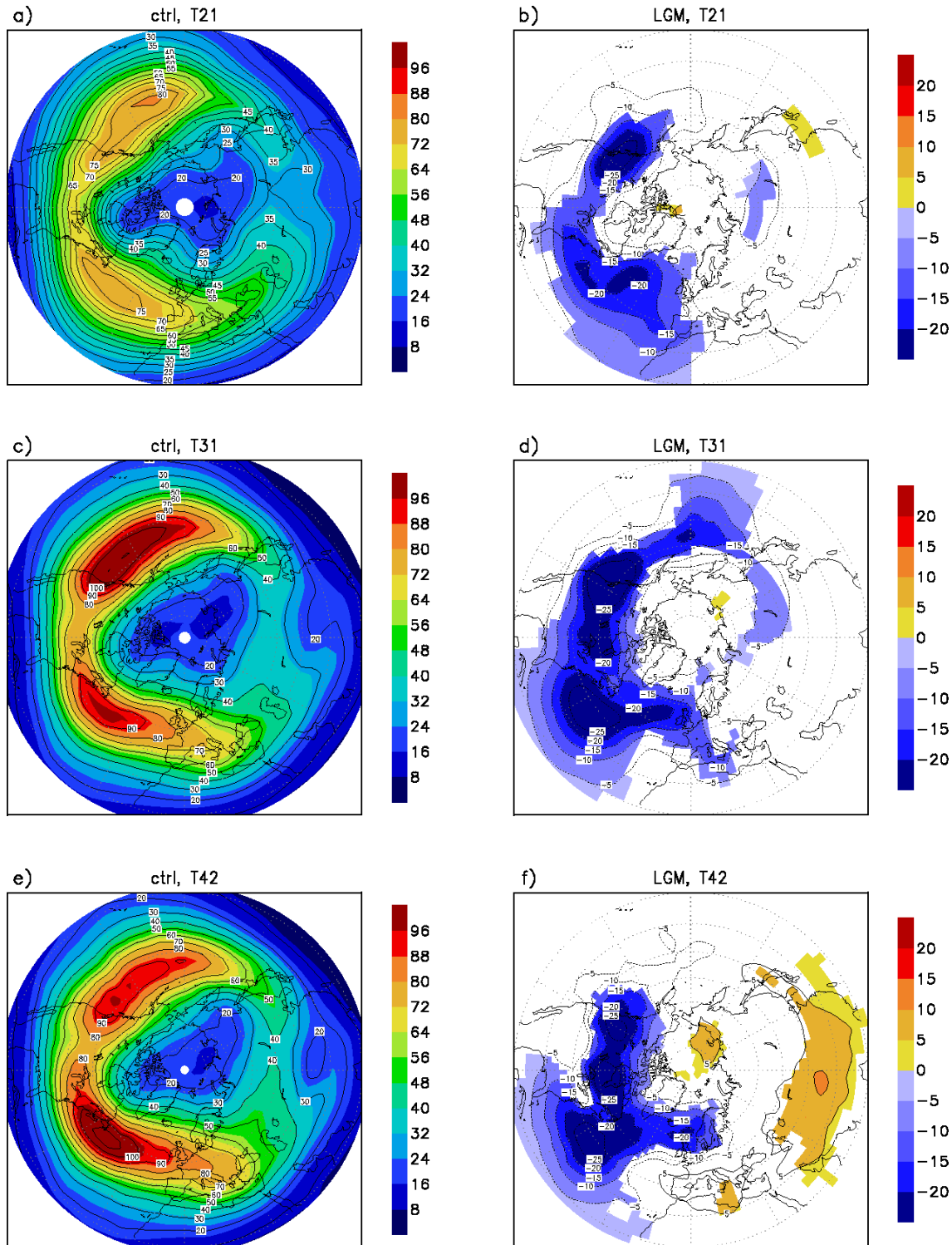


Abbildung 5.3: Wintermittel der bandpass-gefilterten kinetischen Energie [ $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ] der transienten Wellen in 300 hPa: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen. Die Werte im Kontroll-Experiment (a,c,e) stellen Absolutwerte dar, die im LGM-Experiment (b,d,f) dagegen Anomalien bezüglich des Kontroll-Experimentes. Eingefärbte Flächen in b,d und f sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

Besonders in der Differenz T42-T31 wird deutlich, dass die Südwärtsverschiebung des atlantischen Zyklonenzugbereichs an seinem Ostende bei der Erhöhung der Auflösung zu T42 hin auftritt.

Besonders bei den Differenzen zwischen T42 und T31 lohnt es sich, die auflösungsbedingten Unterschiede von Kontroll- und LGM-Experiment einmal nebeneinander zu betrachten (Abbildung 5.2, mittlere Reihe). Die positiven Anomalien des Kontroll-Experiments in hohen Breiten sind hier in etwa deckungsgleich mit den negativen Gebieten der LGM-Anomalien. Daraus kann man ableiten, dass das Sensitivitätsexperiment selbst (ohne Subtraktion des Kontroll-Experiments) in beiden Auflösungen weniger unterschiedlich sein muss.

Die kinetische Energie der bandpassgefilterten transienten Wellen im 300 hPa-Niveau zeigt Abbildung 5.3. Die kinetische Energie der transienten Wellen ist  $0.5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2})$ . Im Kontroll-Experiment (linke Seite) ist die räumliche Verteilung der Muster in allen drei Auflösungen sehr ähnlich. Die Amplitude nimmt beim Übergang von T21 auf T31 deutlich zu, analog zu den Ergebnissen anderer Arbeiten (Dong und Valdes, 1999; Kageyama et al., 1998). Wieder sind die Kontraste in T21 auch dadurch verringert, dass die Werte in niederen Breiten vergleichsweise hoch sind. Die Maxima der kinetischen Energie stehen mit den Gebieten maximaler Varianz in Zusammenhang, wobei die Energiemaxima insbesondere im Pazifik leicht stromabwärts der größten Varianzen liegen. Die Trends, die sich hier beim Übergang von T21 auf T31 zeigen, setzen sich auch zu T42 hin fort.

Die Antwort des Modells auf eiszeitliche Randbedingungen ist hauptsächlich eine Abnahme der kinetischen Energie im Bereich des laurentidischen Eisschildes und im Nordatlantik (Abbildung 5.3, rechte Seite). Nur bei T31 sind negative Anomalien auch im Pazifik zu finden. Eine Zunahme der kinetischen Energie findet über dem östlichen Nordatlantik, Südeuropa und dem asiatischen Kontinent statt, wenn zu T42 gewechselt wird.

## 5.2 Änderungen im Wärme- und Impulstransport der bandpass-gefilterten transienten Wellen

Die Impuls- und Wärmeflüsse der transienten Wellen stellen einen wichtigen Beitrag zur Umverteilung von Energie von niederen in höhere Breiten dar. Außerdem spielen sie eine wichtige Rolle für die Ausprägung und Aufrechterhaltung der mittleren atmosphärischen Zirkulation (James, 1995). Der meridionale Wärmetransport der transienten Wellen ist  $\overline{v'T'}$ , und wie schon bei den stationären Wellen ist er positiv, wenn entweder warme Luft nach Norden oder kalte Luft nach Süden transportiert wird.



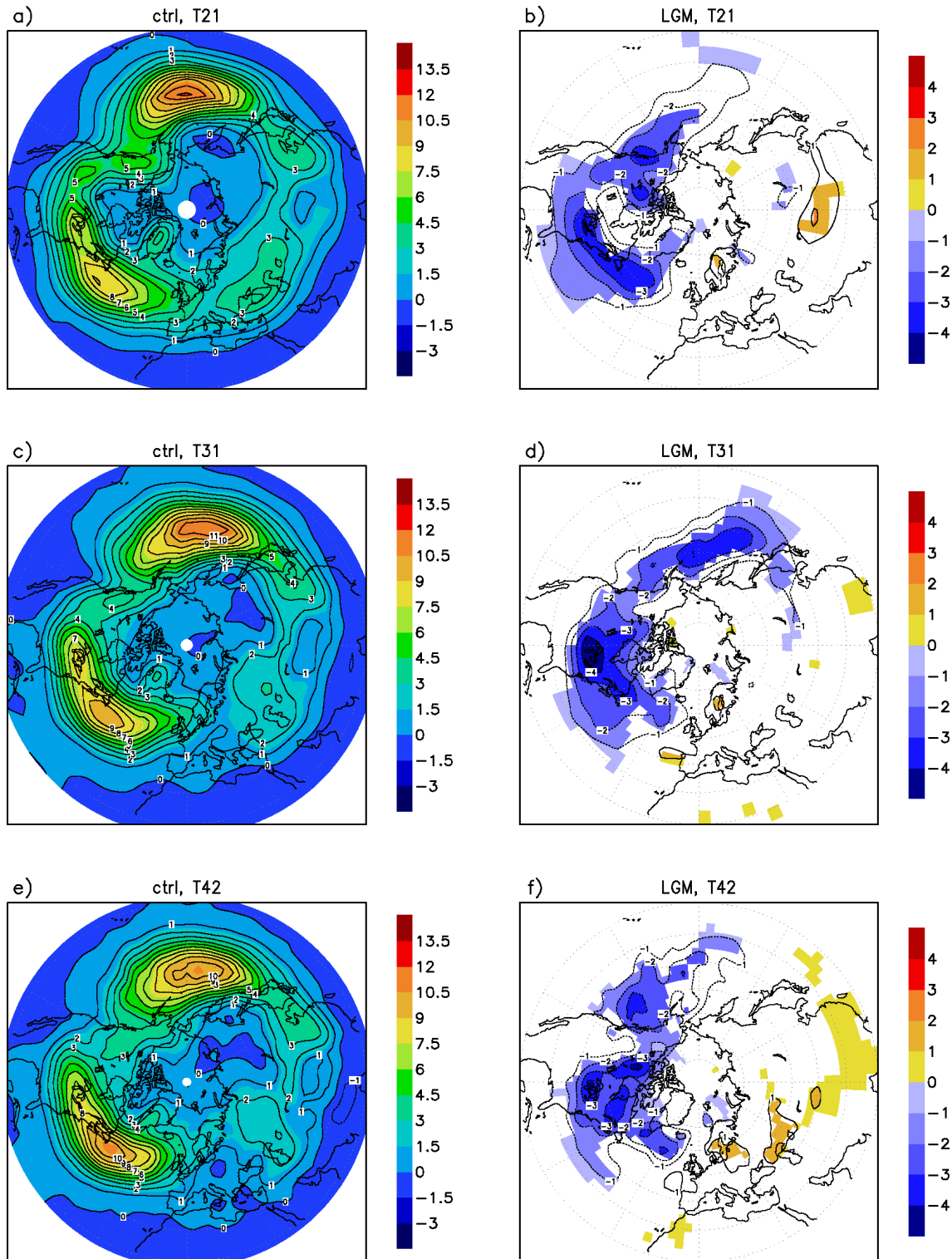


Abbildung 5.4: Wintermittel des 500 hPa-Wärmetransportes [ $\text{Kms}^{-1}$ ] durch transiente Wellen: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen. Die Werte im Kontroll-Experiment (a,c,e) stellen Absolutwerte dar, die im LGM-Experiment (b,d,f) dagegen Anomalien bezüglich des Kontroll-Experimentes. Eingefärbte Flächen in b,d und f sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

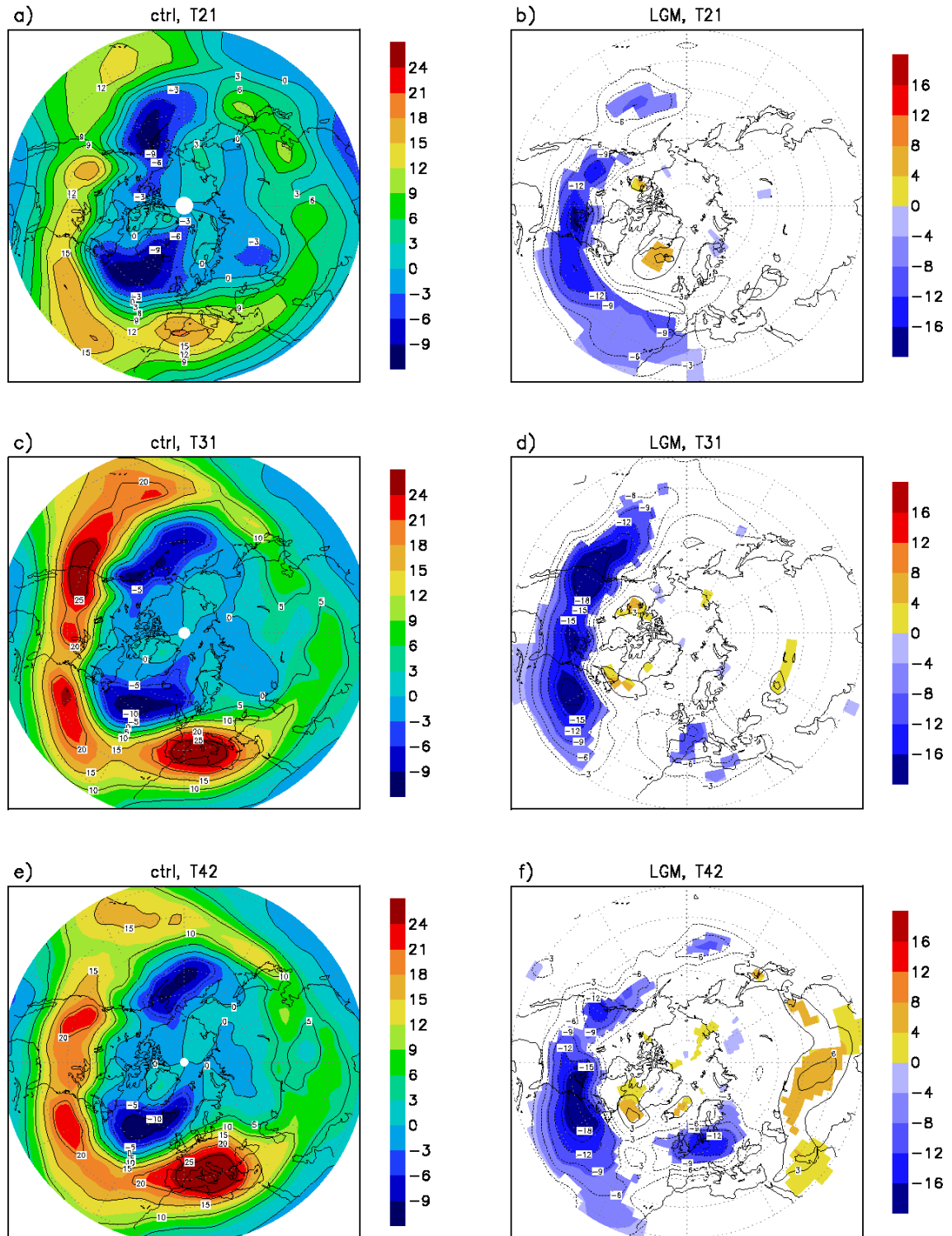


Abbildung 5.5: Wintermittel des 200hPa-Impulstransportes durch transiente Wellen: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen. Die Werte im Kontroll-Experiment (a,c,e) stellen Absolutwerte dar, die im LGM-Experiment (b,d,f) dagegen Anomalien bezüglich des Kontroll-Experimentes. Eingefärbte Flächen in b,d und f sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

Maxima des nordwärtigen Wärmetransportes der bandpassgefilterten Daten im 500 hPa-Niveau sind im Kontroll-Experiment (Abb. 5.4, linke Seite) insbesondere an den Westseiten der beiden großen Ozeane konzentriert (Merkel, 2003). Die Modellauflösung spielt dabei eine geringere Rolle als bei den Varianz- und Energiefeldern. Signifikante auflösungsbedingte Unterschiede sind von geringerer Amplitude und nur kleinräumiger Ausdehnung (ohne Abbildung).

Bei Einführung der eiszeitlichen Randbedingungen nimmt der meridionale Wärmetransport vor allem im Bereich des laurentidischen Eisschildes ab. Auch in den angrenzenden Ozeanregionen sind negative Anomalien zu finden. Die Antwort des Modells ist sehr ähnlich wie bei der kinetischen Energie der transienten Störungen (Abb. 5.3), sowohl in der grundsätzlichen Verteilung als auch in der Sensitivität der Anomalien gegenüber der Wahl der Modellauflösung. Der Vergleich mit den Wärmetransporten der stationären Wellen ist ebenfalls interessant (Abb. 4.10). Dort waren gerade im Bereich des laurentidischen Eisschildes die größten positiven Anomalien zu finden.

Ähnliche Schlüsse, wenn auch nicht ganz so deutlich, lässt die Untersuchung des Impulstransportes der transienten Wellen im 200 hPa-Niveau zu (Abbildung 5.5). Hier spielt die Wahl der horizontalen Modellauflösung wieder eine größere Rolle. Im Kontroll-Experiment (linke Seite) nimmt der Transport beim Übergang von T21 auf T31 deutlich und in allen Bereichen zu. Wird die Auflösung weiter erhöht, so sind die Auswirkungen geringer, mit einer leichten Zunahme der Transporte über dem europäischen Mittelmeerraum und einer leichten Abnahme an der kanadischen Westküste. Die beschriebenen Unterschiede sind wieder auf einem Signifikanzniveau von 95% signifikant (ohne Abbildung).

Der meridionale Impulstransport der transienten Wellen (Abb. 5.5, rechte Seite) nimmt bei Einführung der eiszeitlichen Randbedingungen insbesondere über dem laurentidischen Eisschild und den angrenzenden Ozeanregionen ab. Bei T31 ist die Abnahme der Transporte über der kanadischen Westküste am stärksten. Auch die Impulstransporte der transienten Wellen nehmen demnach in den Gebieten ab, wo die der stationären Wellen vergrößert wurden.

Diese generelle Bewertung der stationären im Vergleich zu den transienten Wellen im letzten glazialen Maximum wurde auch in früheren Studien diskutiert (Rind, 1987 und 1988). Dies ist eine Folge der veränderten Topographie durch die kontinentale Eisbedeckung. Die topographischen Effekte sind von größeren Ausmaßen als die der anderen eiszeitlichen Randbedingungen (vergleiche Kageyama et al., 1998; Justino, 2004).

Die relative Rolle der transienten Wellen im Vergleich zu den stationären Wellen ist aber auch eine Frage der horizontalen Modellauflösung. Wie Kageyama et al. (1998) darlegen, nimmt die Bedeutung der transienten Wellen mit höherer Auflösung



deutlicher zu als die der stationären Wellen, da die hochfrequente Variabilität nur in feineren Modellgittern aufgelöst werden kann.

## 5.3 Niederschlagsanomalien

Neben ihrem Beitrag zu meridionalen Wärme- und Impulstransporten sind transiente Wellen auch für die Verteilung von Niederschlägen von Bedeutung. Tiefdruckgebiete bringen einen Großteil der Niederschläge in der Westwindzone der mittleren Breiten mit sich.

Die Niederschlagsanomalien für die Wintersaison zeigen in höheren Modellauflösungen (T31 und T42) positive Werte im Bereich des atlantischen Maximums, insbesondere an dessen Ostrand über der europäischen Westküste (Abb. 5.6). Über dem laurentidischen Eisschild und den Meereisregionen nimmt der Niederschlag dagegen im Allgemeinen ab, vor allem die großskalige Komponente (Abb. 5.6). Dort waren auch die Anomalien von Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Bewölkung negativ. Die Amplitude der Anomalien nimmt auch in diesen Bereichen beim Übergang zu höherer Modellauflösung zu, die Abnahme der Niederschläge ist dann also größer.

Über dem zentralen Nordatlantik zwischen Neufundland und Europa nehmen konvektive Niederschläge zu (vergleiche Abb. 5.7). In der Arbeit von Hall et al. (1995) wurde eine Zunahme der großskaligen Niederschläge über dem Nordatlantik festgestellt, wohingegen die konvektive Komponente in Verbindung mit der kalten, trockenen Luft über dem Meereis abnahm.

Die positiven Anomalien über dem westlichen Europa und dem angrenzenden Atlantik (Abb. 5.6) nehmen mit höherer Modellauflösung zu und sind in T42 am größten. In dieser Auflösung war die ostwärtige Verlängerung des atlantischen Zyklonenzuggebietes ausgeprägt. Auch die Antwort des Modells auf Änderungen der tropischen Meeresoberflächentemperatur im Zusammenhang mit El Niño zeigt diese Sensitivität gegenüber der Auflösung, wobei sich die Unterschiede zu T106 hin noch verstärken (Merkel, 2003). Außerdem fand im Experiment mit T42 die Südverschiebung des Maximums am Ostende statt, was die Zunahme der Niederschläge über Europa erklärt. Dong und Valdes (1998) beschreiben ebenfalls eine Südverschiebung der Niederschlagsgebiete im östlichen Atlantik und betonen besonders die damit einhergehende Abnahme der Niederschläge über dem grönländischen Eis. Diese ist in der vorliegenden Arbeit allerdings nur ansatzweise ausgeprägt.

Der größte Anteil der winterlichen großskaligen Niederschläge fällt im letzten glazialen Maximum als Schnee (Abb. 5.7 für T42). Die Anomalien im Schneefall sind mit den Anomalien der großskaligen Niederschlagskomponente in etwa identisch. Auch hier finden sich negative Anomalien über dem laurentidischen Eisschild und den Meereisgebieten der Nordhemisphäre. Erhöhte Schneefälle treten dagegen südlich des laurentidischen Eisschildes auf. Diese positiven Anomalien wurden auch von Manabe und Broccoli (1985b) und Broccoli und Manabe (1987) beschrieben.

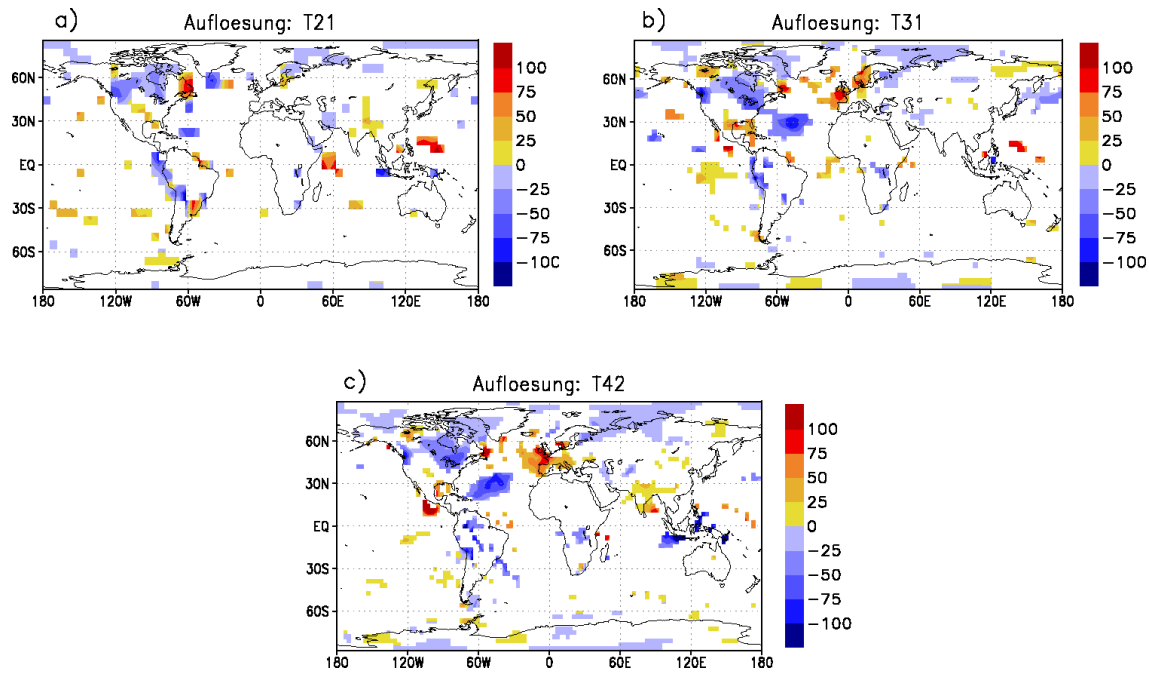


Abbildung 5.6: Wintermittel der Anomalien des Gesamtniederschlags [ $\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1} \cdot 10^6$ ] im LGM-Experiment in den verschiedenen Modellauflösungen: a) T21, b) T31, c) T42. Eingefärbte Flächen sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

Im Sommer sind die Anomalien von Schneefall und Gesamtniederschlag ganz unterschiedlich verteilt (Abb. 5.8). Während die großskaligen und konvektiven Niederschläge über Nordamerika abnehmen, nimmt die als Schnee fallende Komponente dort zu. Auch über Skandinavien und Teilen Nordrusslands und der Meereisregion treten vermehrte Schneefälle auf.

Ein weiterer interessanter Punkt bezüglich der sommerlichen Niederschlagsverteilung ist die Frage nach dem indischen Sommermonsun. In vielen Arbeiten war dieser zur Zeit des letzten glazialen Maximums abgeschwächt (Felzer et al., 1998 und 1999; Bush und Philander, 1999; Shin et al., 2003). In der vorliegenden Arbeit konnten bisher aber keine eindeutigen Anzeichen für eine schwächere Monsunzirkulation gefunden werden. Auch der Niederschlag (Abb. 5.8) nimmt in der betreffenden Region nicht signifikant ab. Im Gegenteil, bei der konvektiven Komponente sind sogar positive Anomalien ausgeprägt. Das unterstützt die Argumentation von Felzer et al. (1998 und 1999), wonach die Abschwächung des Monsuns durch Meereiswechselwirkungen im Nordatlantik zustandekommt.

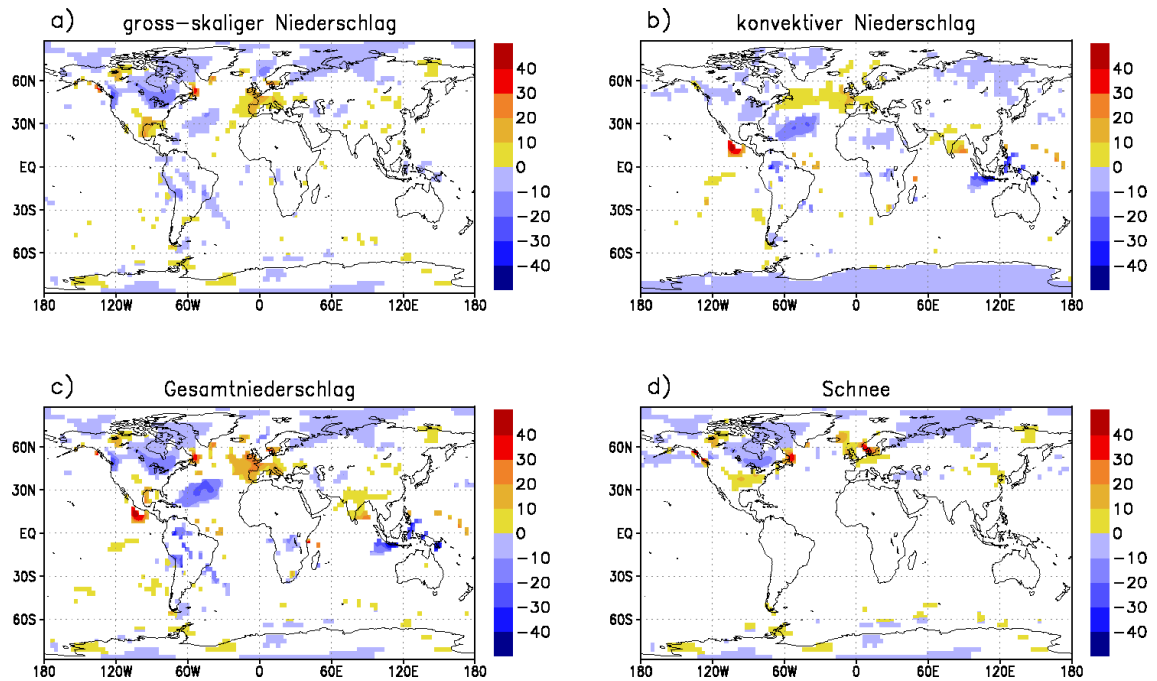


Abbildung 5.7: Wintermittel der Niederschlagsanomalien [ $\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1} * 10^6$ ] im LGM-Experiment in Auflösung T42: a) großskalig, b) konvektiv, c) gesamt, d) Schnee. Eingefärbte Flächen sind signifikant auf dem 95%-Niveau.

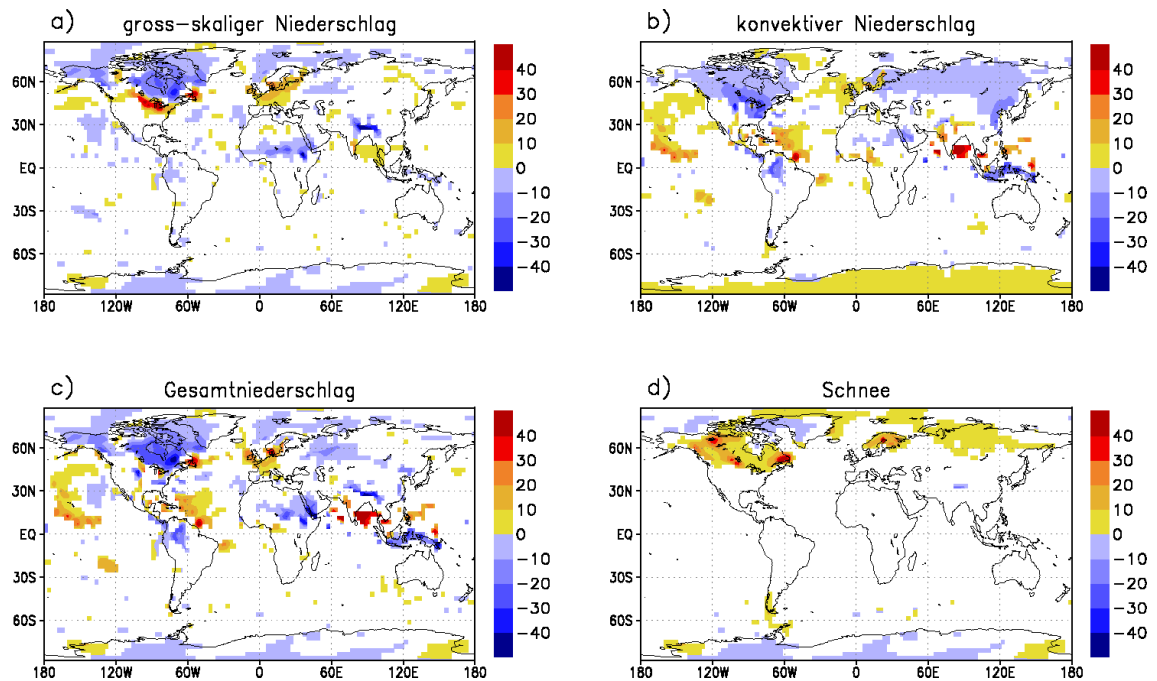


Abbildung 5.8: Wie Abb. 5.7, aber für Sommer



## Kapitel 6

# Diskussion und Zusammenfassung

Simulationen des letzten glazialen Maximums wurden mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM 5 durchgeführt, um die Rolle verschiedener eiszeitlicher Randbedingungen zu bewerten. Neben veränderten Orbitalparametern und verringerten atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen gingen vor allem die erhöhte Topographie und Albedo der glazialen Landeisschilde in die Betrachtung mit ein. Die einzelnen Randbedingungen wurden zunächst einzeln an Eiszeitniveau angepasst und die Antwort des Modells insbesondere im Hinblick auf die Lufttemperatur und die atmosphärische Zirkulation untersucht. Anschließend wurden in einem Gesamt-Experiment alle vier Randbedingungen zugleich auf eiszeitliche Werte gesetzt und ihre klimatischen Auswirkungen mit denen der Einzelexperimente verglichen. Zum Vergleich diente ein präindustrielles Kontroll-Experiment. Es wurde dabei deutlich, dass die Gesamtantwort des Modells im Wesentlichen eine lineare Kombination der Einzeleffekte ist.

Ein zweiter Schwerpunkt der Arbeit war die Beurteilung des Einflusses der horizontalen Modellauflösung auf die Ergebnisse. Zu diesem Zweck wurden alle beschriebenen Experimente mit drei verschiedenen spektralen Auflösungen - T21, T31 und T42 - durchgeführt. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellauflösungen eines Sensitivitätsexperimentes waren zum Teil von vergleichbarer Amplitude wie die zwischen Sensitivitätsexperiment und Kontrollsimulation.

In diesem Kapitel werden zunächst die wichtigsten Ergebnisse der Arbeit zusammenfassend dargestellt. Anschließend wird versucht, eine Aussage über die Qualität der Resultate zu treffen. Dabei werden die Probleme diskutiert, die durch die rein atmosphärische Modellierung entstehen. In der Mehrzahl der bisherigen Studien wurde entweder ein mehr oder weniger komplexes Ozeanmodell an ein Atmosphärenmodell gekoppelt oder zumindest die Meeresoberflächentemperatur als zusätzliche eiszeitliche Randbedingung vorgeschrieben. In der vorliegenden Arbeit dagegen ermöglichte die Beibehaltung der heutigen Meeresoberflächentemperatur die strikte Trennung von atmosphärischen Prozessen von ihren Wechselwirkungen mit dem Ozean. Der

Vergleich mit früheren Arbeiten konnte Aufschluss darüber geben, inwieweit das eiszeitliche Klima auch ohne Kopplung verschiedener Klimakomponenten rekonstruiert werden können.

#### Sensitivität gegenüber einzelnen Randbedingungen

Es wurde zunächst die Antwort des Modells auf die Anpassung einzelner Parameter an Eiszeitniveau untersucht. Dabei erweisen sich die Strukturen aus den Experimenten mit eiszeitlichen Treibhausgasen und Orbitalparametern als nicht großflächig signifikant. Die Einführung der glazialen Landeisschilde hat dagegen deutlich signifikante Änderungen des Klimas zur Folge. Indem die Erhöhung von Topographie und Albedo in zwei separaten Experimenten behandelt wurde, konnten die topographischen und thermischen Effekte getrennt untersucht werden. Dabei wurde deutlich, dass die Topographie der Eisschilde insbesondere im Winter zu einer Abkühlung führt, während die erhöhte Albedo für die Abkühlung im Sommer hauptverantwortlich ist. Beide Jahreszeiten wurden in der vorliegenden Arbeit getrennt betrachtet.

Im **Winter** erzeugt die erhöhte Topographie eine lokale Abkühlung über Nordamerika und Skandinavien. Auch die Antarktis und einige ozeanische Bereiche der nordhemisphärischen hohen Breiten sind kälter als in der Kontrollsimulation. Erwärmungsgebiete liegen hauptsächlich über Nordostsibirien und Alaska. Da die übrigen Sensitivitätsexperimente in der Wintersaison nur geringfügige Anomalien erzeugen, treten die durch die Topographie hervorgerufenen Veränderungen nahezu unverändert im Gesamt-Experiment auf.

Auch für die Anomalien in anderen meteorologischen Größen ist die Topographie im Winter der entscheidende Faktor. Über den Eisschilden bilden sich glaziale Antizyklogen, was Auswirkungen auf die bodennahe Zirkulation in den angrenzenden Gebieten hat. Der daraus resultierende Nordwestwind an der Ostflanke des laurentidischen Eisschildes führt zu einer Abkühlung über dem Nordatlantik. Das Islandtief verschiebt sich nach Süden und geht mit einer meridionalen Einschränkung der Westwindzone über dem Nordatlantik einher.

Beim Geopotential des 500 hPa-Niveaus fällt besonders eine Verstärkung des Wellenzuges über dem laurentidischen Eisschild auf, mit einer Vertiefung des Trogas im Südosten und einer Intensivierung des Rücken im Nordwesten der nordamerikanischen Landmasse. Im Nordatlantik vergrößert sich der meridionale Druckgradient, woraus eine Verstärkung des hochtroposphärischen Strahlstroms resultiert.

Während die Situation im Winter klar durch die Topographie bestimmt wird, ist im **Sommer** die Erhöhung der Albedo der entscheidende Faktor. Die Topographie erzeugt Anomalien von umgekehrtem Vorzeichen, die aber vom stärkeren Albedoeffekt überlagert werden. Die Albedo führt zu einer Abkühlung über den Kontinenten nördlich von 30°N, wobei die Maxima im Bereich der beiden Eisschilde konzentriert sind. Im Sommer erzeugen auch die veränderten Orbitalparameter und Treibhausgaskonzentrationen leichte negative Anomalien in hohen Breiten der Nordhemisphä-

re, wodurch die Abkühlung noch verstärkt wird.

Interessant ist die Betrachtung des Topographie-Experimentes für die Sommersaison. Es zeigt sich, dass die Einführung der Topographie südlich des laurentidischen Eisschildes und über dem eurasischen Kontinent eine leichte Erwärmung hervorruft. Diese kann auf großflächige Absinkprozesse und Warmluftadvektion zurückgeführt werden (Rind, 1987; Ramstein und Joussaume, 1995; Justino, 2004). Der bestimmende Faktor für die Ausprägung des Klimas im Sommer des Gesamt-Experimentes bleibt aber die Albedo. Die Abkühlung kann durch die gegengesetzte Wirkung der Topographie allenfalls gedämpft werden. Die Albedo bestimmt auch die Anomalien von Bodendruck, 500 hPa-Geopotential und Zonalströmung. Wie im Winter bilden sich glaziale Antizyklen über den Eisschilden, und in höheren Schichten verstärkt sich das Rücken-Trog-System über Nordamerika. Die Strukturen sind von geringerer Amplitude als im Winter, was zumindest teilweise auf den entgegengesetzten Beiträgen des Topographie-Experimentes beruht.

Auf alle betrachteten Parameter hat die Topographie im Winter die mit Abstand größte Wirkung, während im Sommer die Albedo der Landeisschilde der entscheidende Faktor ist. In der Südhemisphäre ist unabhängig von der Jahreszeit die Topographie für die Ausprägung der eiszeitlichen Anomalien bestimmend.

Vergleicht man die Antwort des Modells aus den verschiedenen Sensitivitätsexperimenten mit der des Gesamt-Experimentes, so wird deutlich, dass die Effekte der einzelnen Randbedingungen in etwa additiv sind. Die Gesamtantwort ist also eine Summe der einzelnen Beiträge. Dies ist mit Ergebnissen von Hewitt und Mitchell (1997) und Felzer et al. (1998) konform.

Allgemein ist bei Einführung der eiszeitlichen Randbedingungen eine Erhöhung des meridionalen Temperaturgradienten zu beobachten. Daraus resultiert eine Verstärkung der zonalen Windgeschwindigkeiten in mittleren Breiten. Auch die Wärme- und Impulstransporte erfahren deutliche Veränderungen. Wie in den Arbeiten von Rind (1987 und 1988) wird in den Modellexperimenten dieser Diplomarbeit eine Verstärkung der Transporte stationärer Wellen zu Lasten der Transporte der transienten Wellen simuliert.

### Einfluss der horizontalen Modellauflösung

Bei den zeitlich gemittelten Anomalien verschiedener atmosphärischer Größen werden im Allgemeinen bestehende Strukturen bei Erhöhung der Modellauflösung verstärkt. Insbesondere gilt das für die Abkühlung in mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre, analog zu Ergebnissen von Rind (1988), aber im Gegensatz zu denen von Dong und Valdes (1999). Die Sensitivität bezüglich der Gitterweite ist im Topographie-Experiment am größten, da die Topographie selbst in den verschiedenen Modellauflösungen sehr unterschiedlich repräsentiert wird. Die Abkühlung nimmt hier bei Verfeinerung des Gitters besonders deutlich zu. Außerdem wird die diskutierte Erwärmung südlich und östlich der Eisschilde reduziert. Die vertikale

Ausdehnung der Erwärmungsgebiete nimmt ebenfalls mit der Erhöhung der Auflösung ab. Anders als in Vorgängerstudien (Dong und Valdes, 1999) ist die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung zur Zeit des letzten glazialen Maximums nicht höher als in der Kontrollsimulation (vgl. Kapitel 3.4).

Auf die atmosphärische Zirkulation hat die Wahl der Modellauflösung ebenfalls einen Einfluss. Durch die unterschiedliche Wiedergabe der Topographie entstehen Anomalien in den Druck- und Geopotentialfeldern sowie im Strömungsfeld. So ist der Nordwestwind am Ostrand des laurentidischen Eisschildes beispielsweise in T21 nicht ausgebildet und die damit einhergehende Kaltluftadvektion über dem Nordatlantik fehlt. Die Verstärkung des Rücken-Trog-Systems über dem laurentidischen Eisschild nimmt mit höherer Modellauflösung ebenso zu wie die Intensivierung des atlantischen Strahlstroms. Auch hier verstärken sich also die bestehenden Strukturen, wenn zu höherer Modellauflösung übergegangen wird.

Unterschiede treten vor allem auf, wenn die Auflösung von T21 auf T31 erhöht wird. Der weitere Übergang zu T42 bringt deutlich geringere Modifikationen mit sich, die in Einzelfällen auch von umgekehrtem Vorzeichen sind.

Besonders groß ist die Abhängigkeit von der Modellauflösung bei der Betrachtung der transienten Wellen. Schon im Kontroll-Experiment sind die Strukturen in T21 deutlich von denen höherer Modellauflösung verschieden, insbesondere sind in T21 die Amplituden schwächer. Während die Wärmetransporte der Wellen noch vergleichsweise ähnlich wiedergegeben sind, entstehen bei Impulstransporten, kinetischer Energie der Wellen und vor allem bei der Varianz des Geopotentials deutliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Auflösungen. Von Bedeutung ist besonders die Reaktion der atlantischen Zyklonenzugbahnen, die in T21 abgeschwächt erscheinen und in den höheren Auflösungen zunehmend verstärkt werden. Diese starke Abhängigkeit der transienten Wellen von der Wahl der Modellauflösung ist aber nicht überraschend, da sie auch in anderen Arbeiten gefunden wurde (Kageyama et al., 1998; Merkel, 2003). Die Abhängigkeit von der Modellauflösung spielt auch bei der Antwort des Modells auf tropische SST-Anomalien im Zusammenhang mit El Niño-Ereignissen eine bedeutende Rolle, wobei auch der Übergang zu noch höheren Auflösungen (T106) Unterschiede mit sich bringt (Merkel, 2003).

Ob die Einzelexperimente die gleiche Art der Sensitivität gegenüber der Modellauflösung zeigen wie das beschriebene Gesamt-Experiment, konnte leider mit der vorliegenden Arbeit nicht geklärt werden. Bei Einführung der eiszeitlichen Orbitalparameter und Treibhausgaskonzentrationen waren insgesamt kaum signifikante Strukturen zu erkennen. Eine Diskussion der Abhängigkeit von der Modellauflösung ist daher nicht sinnvoll. Im Albedo-Experiment ist die Sensitivität gegenüber der Auflösung im Allgemeinen nur gering. Die auflösungsbedingten Unterschiede des Gesamt-Experimentes entstehen deshalb nahezu ausschließlich durch die Veränderungen der Topographie.



### Bewertung der Ergebnisse

Der Vergleich mit bisherigen Arbeiten kann Aufschluss darüber geben, inwieweit die Ergebnisse der vorliegenden Studie durch die getroffenen Vereinfachungen bei der Gestaltung der Experimente beeinflusst sind. In den meisten Studien werden als Randbedingungen die Eisschilde und eiszeitlichen Meeresoberflächentemperaturen sowie Treibhausgaskonzentrationen vorgeschrieben. Orbitalparameter, Vegetationsalbedo und weitere Parameter werden seltener angepasst. Da der Ozean in den verschiedenen Modellen unterschiedlich repräsentiert ist, wurden eiszeitliche Meeresoberflächentemperaturen in einigen Fällen als konstante Randbedingung vorgeschrieben, in anderen Fällen explizit berechnet. Die Beibehaltung der heutigen Werte auch in den Sensitivitätsexperimenten ist aber nur selten ausprobiert worden (Ramstein und Joussaume, 1995). Der Vorteil dieser Einschränkung liegt darin, dass bei der Interpretation der atmosphärischen Antwort die Wechselwirkung mit dem Ozean ausgeschlossen werden kann. Ein Nachteil ist aber die schwächere Antwort des Modells im Vergleich zu gekoppelten Modellsimulationen. Viele Strukturen erweisen sich dadurch als nicht signifikant.

Die Dominanz der Effekte, die durch die Eisschilde hervorgerufen werden, ist äquivalent zu den Ergebnissen früherer Studien. Auch die relativ geringe Bedeutung der Orbitalparameter für das Klima des letzten glazialen Maximums stimmt mit bisherigen Ergebnissen überein. Die Orbitalparameter hatten zur Zeit des letzten glazialen Maximums sehr ähnliche Werte wie in heutiger Zeit, weshalb auch andere Autoren keine deutliche Modellreaktion auf ihre Anpassung finden konnten.

Die Unempfindlichkeit gegenüber der Reduzierung atmosphärischer Treibhausgase ist allerdings neu. Bei Broccoli und Manabe (1987) waren sie hauptverantwortlich für die Abkühlung der Südhemisphäre sowie der niederen Breiten. Felzer et al. (1999) fanden einen deutlichen Beitrag aus dem Treibhausgas-Experiment zur Abschwächung des indischen Sommermonsuns. Alle genannten Autoren machten für die beobachteten Strukturen aber zumindest teilweise Wechselwirkungen mit einer höheren Meereisbedeckung verantwortlich. Diese Art der Wechselwirkung findet in beiden Hemisphären statt, ist aber für die Südhemisphäre besonders wichtig (Hewitt und Mitchell, 1997). Auch im Nordatlantik wird der Meereisbedeckung eine große Bedeutung beigemessen, insbesondere in Zusammenhang mit der Abschwächung des Monsuns und der Entwicklung der transienten Wellen. Sowohl die Südverschiebung als auch die Verstärkung der atlantischen Zyklonenzugbahnen ist in der vorliegenden Diplomarbeit deshalb nur ansatzweise ausgeprägt, da die Meeresoberflächentemperatur die heutige Klimatologie vorgeschrieben wurde und die Bildung von Meereis im Modell bei einer festen Grenztemperatur stattfindet.

Die Beibehaltung der aktuellen Meeresoberflächentemperatur in allen Experimenten wirkt auf die simulierte Abkühlung auch in anderen Bereichen zumindest dämpfend. Rind (1988) betont die Schwierigkeit einer Untersuchung der Sensitivität gegenüber der Modellauflösung ohne Anpassung der Ozeantemperaturen. Auch Ramstein und

Joussaume (1995) fanden eine deutlich geringere Abnahme der Temperaturen in einem Vergleichsexperiment, in dem die Meeresoberflächentemperatur auf heutigen Werten festgehalten wurde. In der vorliegenden Arbeit finden signifikante Temperaturunterschiede in den unteren Luftschichten nur über den Kontinenten statt, die zonalen und globalen Mittel sind deshalb deutlich geringer als in bisherigen Studien. Die konstante Meereisbedeckung ist abgesehen von der Eis-Albedo-Wechselwirkung noch mit weiteren Aspekten verbunden. Es ergeben sich zum Beispiel Probleme für die Wärme Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre, die in von Meereis bedeckten Gebieten naturgemäß unterbunden wären. Den höheren Grad an Kontinentalität, den das Eiszeitklima aus diesem Grund ebenfalls hatte, gibt die vorliegende Arbeit also nur bedingt wieder.

Eine weitere Vernachlässigung betrifft die Landalbedo aufgrund von veränderten Vegetationsmustern. Diese sind insbesondere in niederen Breiten von Bedeutung, wo die Oberfläche nicht von Eis oder Schnee bedeckt ist. Allerdings spielt nach Justino (2004) die glaziale Albedo der Eisschilde gegenüber der von Landflächen auch in niederen Breiten eine dominante Rolle.

Schließlich wurden auch Meeresspiegel und Küstenlinien nicht an eiszeitliche Bedingungen angepasst. Durch die Speicherung gewaltiger Wassermengen in den Eisschilden war während des letzten glazialen Maximums das Volumen an flüssigem Wasser in den Ozeanen deutlich kleiner und damit der Meeresspiegel um über 100 Meter niedriger. Dadurch bestand zum Beispiel eine Landverbindung zwischen England und dem europäischen Festland. Ferner war die Beringstraße zwischen Asien und Nordamerika geschlossen. Die Veränderung der Land-Meer-Verteilung hat Folgen für die atmosphärische Zirkulation, außerdem haben zusätzliche Landpunkte eine andere und im Allgemeinen höhere Albedo als die zuvor dort präsente Wasserfläche.

### Ausblick

Die vorliegende Diplomarbeit orientierte sich an den Richtlinien des europäischen Gemeinschaftsprojektes MOTIF (MOTIF, 2005), in dessen Rahmen Paläosimulationen des letzten glazialen Maximums vor 21 000 Jahren und des mittleren Holozäns vor 6 000 Jahren durchgeführt und analysiert werden.

Die Arbeit konnte einen guten Überblick über die Antwort eines rein atmosphärischen Modells auf die Präsenz der eiszeitlichen Landeisschilde, der verringerten Treibhausgaskonzentrationen und der veränderten Orbitalparameter geben. Außerdem wurde gezeigt, dass die horizontale Modellauflösung eine wichtige Rolle bei der Simulation des letzten glazialen Maximums spielt, insbesondere für zeitlich variable Prozesse wie transiente Wellen.

Zukünftig sollen derartige Fragen unter Anwendung von gekoppelten Modellen der Atmosphäre mit dem Ozean (z.B. dem MPI-OM-Ozeanmodells) oder der Biosphäre (z.B. mit dem JSBACH-Modell) behandelt werden. Für gekoppelte Simulationen ist eine stärkere Antwort des Modells zu erwarten. Es können dann möglicherweise auch in den Experimenten mit eiszeitlichen Treibhausgasen Anomalien mit höheren

Amplituden diskutiert werden. Dadurch wird vielleicht auch die Frage beantwortbar, ob die Sensitivität gegenüber der Modellauflösung von der Art des betrachteten Antriebsfaktors abhängt oder nicht. Auch die Antwort des Monsuns und die Temperaturanomalien über ozeanischen Gebieten sollten mit gekoppelten Modellen von Atmosphäre und Ozean untersucht werden. Die Einbindung eines Biosphärenmodells ist insbesondere für den Bereich der niederen Breiten interessant, wo große Veränderungen der Vegetation, zum Beispiel in Bezug auf die Bedeckung mit tropischem Regenwald, stattfanden. Die vorliegende Diplomarbeit liefert dann eine gute Basis, um künftige Ergebnisse aus Studien mit komplexeren Modellen zu interpretieren.



# Abbildungsverzeichnis

1.1	Temperaturen und $CO_2$ -Gehalt aus einer Eiskernprobe nach Lorius et al. (1990), hier in der Darstellung von Lozan et al. (1998) . . . . .	2
2.1	Darstellung der Orbitalparameter nach Lamb (1985) . . . . .	10
2.2	ECHAM5-T42-Topographiedifferenz, LGM minus heute . . . . .	13
2.3	ECHAM5-T42-Eismaske, LGM . . . . .	14
2.4	ECHAM5-T42-Albedo, LGM minus präindustriell . . . . .	15
2.5	Jahresmittel des Luftdrucks auf Meeresniveau: Vergleich der Kontroll-Experimente in den verschiedenen Auflösungen: T21, T31, T42 und T42-T21 . . . . .	19
2.6	Jahresmittel der 850 hPa-Temperatur: Vergleich der Kontroll-Experimente in den verschiedenen Auflösungen: T21, T31, T42 und T42-T21 . . . . .	19
2.7	Jahresmittel von Druck und 850 hPa-Temperatur: Vergleich der Kontroll-Experimente in den verschiedenen Modellauflösungen: T42-T31 und T31-T21 . . . . .	20
3.1	Jahresmittel der zonal gemittelten 2m-Temperaturanomalien der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in den verschiedenen Auflösungen	24
3.2	Jahresmittel der 2m-Temperaturanomalien in den verschiedenen Sensitivitätsexperimenten in T42 . . . . .	26
3.3	Jahresgang der zonal gemittelten 2m-Temperaturanomalien in den T42-Sensitivitätsexperimenten . . . . .	29
3.4	Wintermittel der 2m-Temperaturanomalien: Verleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in T42 . . . . .	31
3.5	Sommermittel der 2m-Temperaturanomalien: Verleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in T42 . . . . .	32

3.6	Jahresmittel des Oberflächendruckes im LGM-Experiment in T42 . . .	34
3.7	Jahresgang der zonal gemittelten 500 hPa-Temperaturanomalien in T42: topo, alb, LGM und sum . . . . .	35
3.8	Sommermittel der Temperaturanomalien im 500 hPa-Niveau in T42 . .	36
3.9	Jahresgang der zonal gemittelten 200 hPa-Temperaturanomalien in T42: topo, alb, LGM und sum . . . . .	37
3.10	Jahresmittel der zonal gemittelten 500 hPa-Temperaturanomalien der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in den verschiedenen Auflö- sungen . . . . .	39
3.11	Jahresmittel der 200 hPa-Temperaturanomalien: Breitenabhängigkeit der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in den verschiedenen Auf- lösungen . . . . .	41
3.12	Jahresmittel der Bewölkungsanomalien im Gesamt-Experiment in T42: 1000 hPa, 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa . . . . .	44
3.13	Jahresmittel der Bewölkungsanomalien im 200 hPa-Niveau im Gesamt-Experiment: Vergleich der verschiedenen Modellauflösungen .	46
4.1	Wintermittel des Oberflächendruckes in den verschiedenen Sensitivi- tätsexperimenten in T42 . . . . .	48
4.2	Windvektoren in 10 m Höhe für die Wintersaison im Kontroll- und LGM-Experiment in T42 . . . . .	51
4.3	Sommermittel des Oberflächendruckes: Vergleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in T42 . . . . .	52
4.4	Wintermittel der Anomalien des 500 hPa-Geopotentials: Vergleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in T42 . . . . .	55
4.5	Wintermittel der Anomalien der 200 hPa-Zonalströmung der verschie- denen Sensitivitätsexperimente in T42 . . . . .	57
4.6	Windvektoren im 200 hPa-Niveau für die Wintersaison im Kontroll- und LGM-Experiment in T42 . . . . .	58
4.7	Sommermittel der Anomalien des 500 hPa-Geopotentials: Vergleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in T42 . . . . .	60
4.8	Sommermittel der Anomalien der 200 hPa-Zonalströmung: Verleich der verschiedenen Sensitivitätsexperimente in T42 . . . . .	61

4.9	Wintermittel der Anomalien des 500 hPa-Geopotentials im LGM-Experiment, Abweichungen vom zonalen Mittel: Sensitivität gegenüber der Modellauflösung . . . . .	64
4.10	Wintermittel des 500 hPa-Wärmetransportes durch stationäre Wellen: Vergleich von ctrl- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen . . . . .	66
4.11	Schematische Darstellung einer von Südwest nach Nordost geneigten stationären Welle nach James (1995) zur Veranschaulichung des meridionalen Impulstransportes . . . . .	68
4.12	Wintermittel des 200 hPa-Impulstransportes durch stationäre Wellen: Vergleich von ctrl- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen . . . . .	69
5.1	Wintermittel der bandpass-gefilterten Varianz des 500 hPa-Geopotentials in den verschiedenen Modellauflösungen . . . . .	73
5.2	Wintermittel der bandpass-gefilterten Varianz des 500 hPa-Geopotentials: Sensitivität gegenüber der Modellauflösung . . . . .	74
5.3	Wintermittel der bandpass-gefilterten kinetischen Energie der transienten Wellen im 300 hPa-Niveau: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen . . . . .	76
5.4	Wintermittel des 500 hPa-Wärmetransportes durch transiente Wellen: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen . . . . .	78
5.5	Wintermittel des 200 hPa-Impulstransportes durch transiente Wellen: Vergleich von Kontroll- und LGM-Experiment in drei verschiedenen horizontalen Auflösungen . . . . .	79
5.6	Wintermittel der Anomalien des Gesamtniederschlags im LGM-Experiment in den verschiedenen Modellauflösungen . . . . .	82
5.7	Wintermittel der Niederschlagsanomalien im LGM-Experiment in T42	83
5.8	Sommermittel der Niederschlagsanomalien im LGM-Experiment in T42	83





# Tabellenverzeichnis

2.1	Übersicht über die durchgeführten Experimente . . . . .	9
2.2	Orbitalparameter, LGM und heute . . . . .	10
2.3	Treibhausgas-Konzentrationen, LGM und heute . . . . .	12
3.1	Jahresmittel der 2m-Temperaturanomalien . . . . .	22
4.1	Global gemittelte Druckanomalien in den verschiedenen Auflösungen .	63



# Literaturverzeichnis

- Berger, A. L., 1978. Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(12), 2362–2367.
- Berger, A. L., 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26(4), 624–657.
- Blackmon, M. L., 1976. A climatological Spectral Study of the 500mb Geopotential Height of the Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 1607–1623.
- Bradley, R. S., 1999. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, USA, 2. Auflage.
- Broccoli, A. J. und Manabe, S., 1987. The influence of continental ice, atmospheric CO<sub>2</sub>, and land albedo on the climate of the last glacial maximum. *Climate Dynamics*, 1, 87–99.
- Bush, A. B. G. und Philander, S. G. H., 1999. The climate of the Last Glacial Maximum: Results from a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104(D20), 24 509–24 525.
- Chang, E. K. M., Lee, S., und Swanson, K. L., 2002. Storm Track Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 15, 2163–2183.
- Cook, K. H. und Held, I. M., 1988. Stationary waves of the ice age climate. *Journal of Climate*, 1, 807–819.
- Dong, B. und Valdes, P. J., 1995. Sensitivity Studies of Northern Hemisphere Glaciation using an Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, 8, 2471–2496.
- Dong, B. und Valdes, P. J., 1998. Simulation of the Last Glacial Maximum climates using a general circulation model: Prescribed versus computed sea surface temperatures. *Climate Dynamics*, 14, 571–591.

- Dong, B. und Valdes, P. J., 1999. Climates at the Last Glacial Maximum: Influence of Model Horizontal Resolution. *Journal of Climate*, 13, 1554–1573.
- Dong, B.-W., Valdes, P. J., und Hall, N. M. J., 1996. The changes of monsoonal climates due to Earth's orbital perturbations and ice age boundary conditions. *Palaeoclimates, Data and Modelling*, 1, 203–240.
- Felzer, B., Webb, T., und Oglesby, R. J., 1998. The impact of ice sheets, CO<sub>2</sub>, and orbital insolation on late quaternary climates: Sensitivity experiments with a general circulation model. *Quaternary Science Reviews*, 17, 507–534.
- Felzer, B., Webb, T., und Oglesby, R. J., 1999. Climate model sensitivity to changes in boundary conditions during the last glacial maximum. *Paleoclimates*, 3(4), 257–278.
- Hall, N. M. J., Valdes, P. J., und Dong, B., 1996. The maintenance of the last great ice sheets: a UGAMP GCM study. *Journal of Climate*, 9, 1004–1019.
- Hewitt, C. D., Broccoli, A. J., Mitchell, J. F. B., und Stouffer, R. J., 2001. A coupled model study of the last glacial maximum: Was part of the North Atlantic relatively warm? *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1571–1574.
- Hewitt, C. D. und Mitchell, J. F. B., 1997. Radiative forcing and response of a GCM to ice age boundary conditions, cloud feedback and climate sensitivity. *Climate Dynamics*, 13, 821–834.
- James, I. N., 1995. *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge Univ.Pr., Cambridge.
- Justino, F., 2004. *The influence of boundary conditions on the Last Glacial Maximum*. Ph.D. Thesis. Shaker Verlag, Aachen.
- Justino, F., Timmermann, A., Merkel, U., und Peltier, W. R., 2005. The impact of ice sheet topography on the circulation of the glacial atmosphere: An initial intercomparison of results for the ICE-5G and ICE-4G models of LGM paleotopography. *Journal of Climate*, *accepted*.
- Kageyama, M., Valdes, P. J., Ramstein, G., Hewitt, C. D., und Wyputta, U., 1999. Northern Hemisphere storm tracks in present day and last glacial maximum climate simulations: A comparison of the European PMIP models. *Journal of Climate*, 12, 742–760.
- Kitoh, A. und Murakami, S., 2001. A simulation of the Last Glacial Maximum with a coupled atmosphere-ocean GCM. *Geophysical Research Letters*, 28(11), 2221–2224.

- Kreyszig, E., 1965. *Statistische Methoden und ihre Anwendungen*. Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen.
- Lamb, H. H., 1985. *Climate history and the modern world*. Methuen, London New York.
- Liljequist, G. H. und Cihak, K., 1984. *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig / Wiesbaden, 3. Auflage.
- Lorenz, S., Grieger, B., Helbig, P., und Herterich, K., 1996. Investigating the sensitivity of the Atmospheric General Circulation Model ECHAM 3 to paleoclimatic boundary conditions. *Geologische Rundschau*, 85, 513–524.
- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N. I., Korotkevich, Y. S., und Kotlyakov, V. M., 1990. A 150,000 year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 316, 591–596.
- Lozán, J. L., Herausgeber, 1998. *Warnsignal Klima: mehr Klimaschutz - weniger Risiken für die Zukunft; wissenschaftliche Fakten*. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg.
- Manabe, S. und Broccoli, A. J., 1985a. A comparison of climate model sensitivity with data from the last glacial maximum. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 2643–2651.
- Manabe, S. und Broccoli, A. J., 1985b. The influence of continental ice sheets on the climate of an Ice Age. *Journal of Geophysical Research*, 90D, 2167–2190.
- Merkel, U., 2003. ENSO Teleconnections in High Resolution AGCM Experiments. Ph.D. Thesis. *Max-Planck-Institut für Meteorologie. Examensarbeit*, 93.
- MOTIF, 2005. <http://www-lsce.cea.fr/motif/design/boundary.shtml>.
- Peltier, W. R., 1994. *Time Dependent Topography Through the Glacial Cycle*. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series 93-015, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Peltier, W. R., 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 111–149.
- Petit, J. R. et al., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429–436.
- Ramstein, G. und Joussaume, S., 1995. Sensitivity experiments to sea surface temperatures, sea-ice extent and ice-sheet reconstruction, for the Last Glacial Maximum. *Annals of Glaciology*, 21, 343–347.

- Rind, D., 1987. Components of the ice age circulation. *Journal of Geophysical Research*, 92D, 4241–4281.
- Rind, D., 1988. Dependence of warm and cold climate depiction on climate model resolution. *Journal of Climate*, 1, 965–997.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., und Schulzweida, U., 1996. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. *Max-Planck-Institut für Meteorologie. Report*, 218.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblueh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., und Tompkins, A., 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part 1. *Max-Planck-Institut für Meteorologie. Report*, 349.
- Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kornblueh, L., Manzini, E., Schlese, U., und Schulzweida, U., 2004. The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part 2: Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution. *Max-Planck-Institut für Meteorologie. Report*, 354.
- Sachs, L., 1992. *Angewandte Statistik*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 7. Auflage.
- Schönwiese, C.-D., 1995. *Klimaänderungen: Daten, Analysen, Prognosen*. Springer-Verlag, Berlin.
- Shin, S.-I., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Brady, E. C., Kutzbach, J. E., und Harrison, S. P., 2003. A Simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR-CCSM. *Climate Dynamics*, 20, 127–151.
- Shinn, R. A. und Barron, E. J., 1989. Climate sensitivity to continental ice sheet size and configuration. *Journal of Climate*, 2, 1517–1537.
- Stendel, M. und Roeckner, E., 1998. Impacts of horizontal resolution on simulated climate statistics in ECHAM4. *Max-Planck-Institut für Meteorologie. Report*, 253.
- Weaver, A. J., Eby, M., Fanning, A. F., und Wiebe, E. C., 1998. Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the Last Glacial Maximum. *Nature*, 394(27).
- Wikipedia, 2005. <http://de.wikipedia.org/wiki/Würmeiszeit>.

## Danksagung

Abschließend möchte ich mich bei allen bedanken, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben.

Ich danke Prof. Dr. Mojib Latif für die Vergabe des Themas.

Dr. Ute Merkel möchte ich für die Bereitstellung der Daten sowie für die engagierte und hilfsbereite Betreuung der Arbeit danken. Besonderen Dank verdient die sorgfältige und schnelle Vorkorrektur.

Den Kollegen aus der Alten Botanik danke ich für das angenehme Arbeitsklima. Dabei gilt mein besonderer Dank Anke Dürkop für die vielfältige Unterstützung und die ermunternde Gesellschaft in den Abendstunden der letzten Wochen sowie den freundlichen Fahrservice.

Besonderer Dank gilt meiner Mutter, die mir dieses Studium erst ermöglicht hat.





# Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich diese Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Kiel, März 2005

(Stefanie Renner)